Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ

LXII

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СССР

12

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА—1954

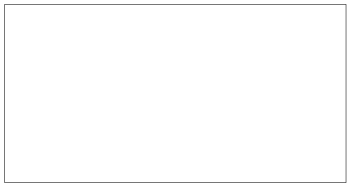
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Ответственный редактор

доктор географических наук

Б. А. Федорович



STAT

STAT

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий выпуск «Материалов по геоморфологии и палеогеографии СССР» вошли, частично, результаты экспедиционных исследований, проведенных сотрудниками отдела геоморфологии Института географии преимущественно в 1951 и 1952 гг. Эти работы связаны с хозяйственным освоением крупных территорий, со строительством гидростанций и с выяснением природных условий новых районов разведения чайного куста.

Работы касаются разнообразных вопросов геоморфологии и палеогеографии как горных и подгорных районов Карпат, Кавказа и Копет-Дага, так и равнинных областей Поволжья, Заволжья, Прикаспия и Средней Азии. В связи с целевым назначением исследований авторы стремились сочетать общие вопросы с практическими заданиями. Основным содержанием публикуемых в сборнике статей является общий анализ территорий, проводимый преимущественно под углом зрения тех или иных практических задач.

Так, например, рассматривая геоморфологические условия района Сталинградской гидроэлектростанции, авторы основное внимание уделяют вопросу о времени мобильности имеющихся в ее районе разломов и на основании анализа геоморфологических условий приходят к выводу о их полной стабильности в послехазарское время. Рассматривая соотношение подгорной равнины северного Копет-Дага с различными районами Кара-Кумов, автор вскрывает различные условия будущей мелиорации в разных частях подгорной равнины.

Наряду с работами регионального характера в сборник включены также три статьи, которые на базе местного материала рассматривают методические вопросы изучения рельефообразования, а именно — анализ быстрых тектонических движений и прогнозирование последствий селевых потоков.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

М. П. БРИЦЫНА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ХВАЛЫНСКИХ ШОКОЛАДНЫХ ГЛИН И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Северная часть Прикаспийской низменности сложена преимущественно четвертичными морскими отложениями хвалынской трансгрессии Каспия. Для толщи хвалынских отложений характерно частое изменение условий залегания, литологического состава, мощности и распространения различных фаций. Это создает неодинаковые условия для хозяйственного освоения различных участков низменности, а особенно мешает разрешению некоторых вопросов орошаемого земледелия, в частности, вопроса о сооружении ирригационных систем. Поэтому изучение хвалынских отложений северного Прикаспия — вопрос весьма актуальный. Для выявления закономерностей в характере залегания и в распространении различных фаций этих отложений необходимо проводить их изучение в свете палеогеографических данных о развитии северного Прикаспия в четвертичное время.

В литературе, касающейся в той или иной мере истории развития северного Прикаспия в конце четвертичного периода, достаточно прочно утвердились следующие положения.

1. Хвалынская трансгрессия, максимальная для Каспия в четвертичное время, представляла собой одну эпоху, в течение которой море, распространившееся на территории между Волгой и Уралом до южного уступа Общего Сырта (где его береговая линия прослеживается на высоте 48—50 м над ур. м.), наступало с юга на север постепенно и последовательно (Жуков, 1935; Герасимов, 1937).

2. Отступание хвалынского моря происходило в несколько стадий. Береговые линии различных стадий регрессии отмечены определенными особенностями современного рельефа и характера хвалынских отложений (Жуков, 1941).

3. Отложения, оставленные отступавшим морем, покрыли более или менее равномерно всю территорию северного Прикаспия, за исключением отдельных островов, сгладив все неровности дохвалынского рельефа (Жуков, 1941; Каландеева, 1951).

4. Характерным и основным горизонтом хвалынских морских отложений является горизонт шоколадных глин. Распространение последних считается повсеместным (Православлев, 1908, 1926; Жуков, 1941; Каландеева, 1951; Николаев, 1953). Нередко шоколадные глины расцениваются как маркирующий горизонт при стратиграфическом расчленении толщи четвертичных отложений.

Детальные исследования последних трех лет, проводившиеся Академией Наук СССР и другими организациями в связи с задачами хозяй-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

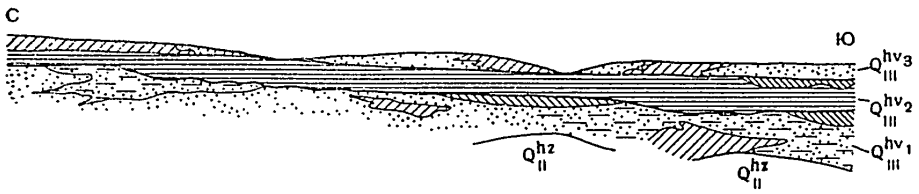
ственного освоения северного Прикаспия, значительно пополнили сведения о четвертичных отложениях этого района. Это дает возможность пересмотреть некоторые вопросы палеогеографии и четвертичной геологии севера Прикаспийской низменности и составить о них суждение, соответствующее уровню современных знаний.

В данной статье приводится материал (полевой и литературный), характеризующий особенности хвалынских отложений на части территории северного Прикаспия, заключенной между долиной Волги — Ахтубы и Хаки-Эльтонским прогибом. Фактические данные сведены в ряд обобщающих схематических сводных разрезов и схематических геологических профилей для отдельных участков этого района. Анализ фактического материала позволяет сделать выводы, значительно отличающиеся от имеющихся в литературе представлений об истории развития северного Прикаспия в хвалынское время.

Из всех хвалынских отложений нас особенно интересовал горизонт так называемых шоколадных глин. В них на некоторых участках рассматриваемого района обнаружены глубокие трещины, могущие повлечь за собой обвальные, оползневые, просадочные и другие связанные с трещиноватостью явления, осложняющие сооружение ирригационных систем. Там же, где трещин в глинах нет, последние при набухании в условиях обводнения будут образовывать водоупорный горизонт, способствующий подъему уровня грунтовых вод. Поэтому приводимый нами фактический материал сгруппирован и обобщен по участкам так, чтобы яснее показать различный характер залегания и пределы распространения фации шоколадных глин на исследованной нами территории.

I. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПО ЛЕВОМУ БЕРЕГУ ВОЛГИ И АХТУБЫ, НА УЧАСТКЕ ВЕРХНИЙ БАЛЫКЛЕЙ — ВЛАДИМИРОВКА
(фиг. 1)

1. Верхний слой хвалынских отложений этого участка на юге сложен кварцевым песком, желтым или желтобурым, иногда глинистым, мелкозернистым. К северу песок замещается суглинком — желтовато-бурым с пятнами порошкообразного гипса и извести, неясно-слоистым.



Фиг. 1. Схематический сводный разрез хвалынских отложений вдоль левого берега Волги и Ахтубы. Условные обозначения см. фиг. 4.

В песке и в суглинке (часто в большом количестве) встречается фауна: *Didacna protracta* Eichw., *D.* ex. gr. *protracta* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissensia rostriformis* var. *curvirostris* Andrus., *Dr. rostriformis* Dech. var. *distincta* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall.[1]

[1] Фаунистическая характеристика отложений частично заимствована из литературных источников. Фауна, собранная нами, определена П. В. Федоровым, за что автор выражает ему большую благодарность.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Севернее исследованного нами района (выше с. Верхний Балыклей) суглинки с морской фауной замещаются суглинисто-супесчаными отложениями, повидимому континентального происхождения (личное сообщение М. Е. Зубковича). Мощность верхнего горизонта от 0,7 до 2,5 м.

2. Ниже лежит глина — шоколадно-коричневая, слоистая, с тонкими (от 0,5 до 2 см) прослоями мучнистого светлого глинистого песка и с таким же песком в виде присыпки по плоскостям наслоения. Мощность от 1 до 5 м.

Такая глина широко известна под названием шоколадной и в дальнейшем она без подробного описания будет называться именно так. В глине, главным образом у кровли слоя, встречается фауна: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Didacna protracta* Eichw. (редко).

3. Под глиной в большинстве случаев лежит кварцевый песок — желтый или буровато-желтый, местами замещающийся суглинком. Ниже по течению песок становится все более глинистым. Фауна в нем встречается чаще в виде отдельных створок *Dreissensia rostriformis* Dech. Мощность от 1,5 до 2 м.

Важно отметить встречающиеся отступления от описанной последовательности в залегании слоев.

Местами между слоями 2 и 3 залегает суглинок, повидимому континентального происхождения, с большим количеством известковых журавчиков, со следами растительных остатков (у с. Покровка) и, в отдельных случаях, с пресноводной фауной (у с. Средняя Ахтуба). Мощность подобных образований достигает 3 м.

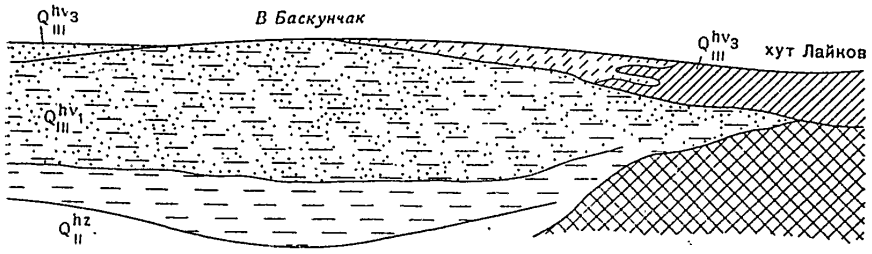
В отложениях берегового обрыва песчано-суглинистая толща, перекрывающая шоколадные глины, нередко бывает уничтожена денудацией, и разрез хвалынских отложений начинается шоколадными глинами.

Несмотря на указанные различия, вдоль берега Волги и Ахтубы хорошо выдерживаются по простиранию три основных горизонта хвалынских отложений: верхний — песчано-суглинистый, нижний — преимущественно песчаный и, разделяющий их, средний — шоколадные глины.

II. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА УЧАСТКЕ ВЕРХНИЙ БАСКУНЧАК — ХУТ. ЛАЙКОВ И СТ. ШУНГАЙ

(фиг. 2)

Верхняя часть хвалынской толщи в окрестностях ст. Верхний Баскунчак и по направлению к ст. Шунгай отсутствует. В районе хут. Лайков она представлена суглинком.

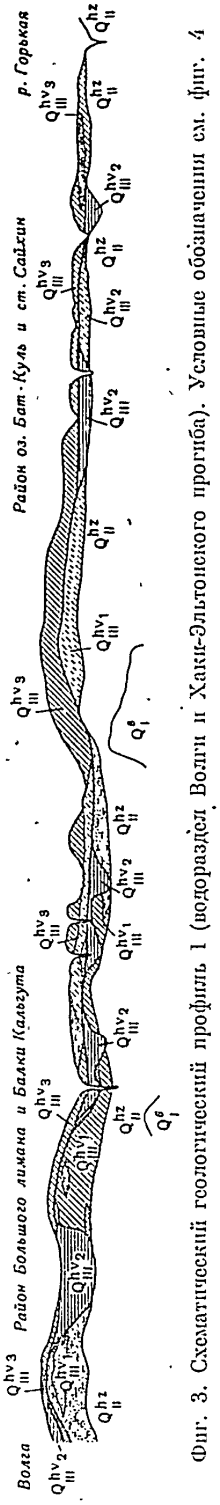


Фиг. 2. Схематический сводный разрез хвалынских отложений в районе с. Верхний Баскунчак — хут. Лайков. Условные обозначения см. фиг. 4.

В песке и особенно в суглинке содержится обильная фауна: *Dreissensia rostriformis* Dech., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw., *Mo-*

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



Фиг. 3. Схематический геологический профиль 1 (водораздел Волги и Хаки-Эльтонского прогиба). Условные обозначения см. фиг. 4

nodacna caspia E i c h w., *M. edentula* P a l l., *Adacna plicata* E i c h w., *Didacna protracta* E i c h w.

Мощности верхнего горизонта колеблются от 0 до 3—4 м. Среднего горизонта — шоколадных глин — в хвалынских отложениях этого района также нет. Нижний горизонт у ст. Верхний Баскунчак и по направлению к ст. Шунгай представлен глинистым кварцевым песком красновато-желтого цвета, с неясной косой слоистостью, с включениями поваренной соли и гипса. Книзу песок становится все более глинистым и местами постепенно переходит в серовато-бурую слоистую известковую глину. Последняя с глубиной становится все более песчанистой и включает прослои песка. Под глиной залегает песок с морской хазарской фауной (Шитиков, 1930). По направлению к северу глинистый слой постепенно сокращается в мощности, на широте Шунгая выклинивается, и севернее на хазарские отложения ложится непосредственно глинистый песок.

Фауна моллюсков в песке и глине встречается редко. В песке М. Ф. Шитиковым (1930) собраны и П. А. Православлевым определены: *Dreissensia rostriformis* D e c h., *Dr. polymorpha* P a l l., *Dr. caspia* E i c h w., *Monodacna caspia* E i c h w., *Cardium* из группы Barbot de Marny; *Cardium catillus* E i c h w.

В серой глине нами собраны *Dr. rostriformis* D e c h. и *Didacna ebersini* F e d. (in litt.).

Общая мощность песка и глины в районе ст. Верхний Баскунчак колеблется, по данным М. Ф. Шитикова (там же), от 28 до 45—50 м. В направлении к ст. Шунгай мощность сокращается до 20—15 м, а севернее (к ст. Сайхин) — до 2—3 м. У хут. Лайков она сокращается до 0 м. Здесь верхняя часть хвалынских отложений (суглинки) залегает прямо на меловых и более древних породах.

III. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА УЧАСТКЕ БОЛЬШОЙ ЛИМАН — ВЕРХОВЬЯ БАЛКИ КАЛЬГУТА (фиг. 3)

1. В верхней части хвалынских отложений здесь залегают преимущественно с у г л и н к и, светло- и буро-желтые, с гнездами гипса и карбонатов, пористые, неясно-слоистые или бесструктурные, местами с большим количеством фауны, залегающей чаще всего прослоем в 1—1,5 см. Видовой состав фауны в общем тот же, что в слое 1 предыдущего разреза. Преобладают *Dreissensia polymorpha* P a l l., *Didacna protracta* E i c h w., *Adacna plicata* E i c h w., *Monodacna* sp. Очень редко встречаются *Didacna* ex. gr. *trigonoides* P a l l.

Местами суглинки сменяются по простиранию глинистым песком с той же фауной или замещаются суглинками континентального происхождения. Мощность верхнего слоя от 0,5 до 2,5 м.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

2. Залегающая ниже шоколадная глина содержит здесь более редкие, но более мощные, чем в предыдущем районе, прослои песка. Фауна встречается главным образом в подошве и кровле слоя (*Dreissensia polymorpha* Pall.). В середине толщи очень редко попадаются отдельные тонкие створки *Dreissensia polymorpha* Pall. и обломки неопределимой Cardidae.

В отличие от первого района, здесь слой 2 — шоколадные глины, по простиранию не выдерживается, залегает карманами и линзами. Мощность его колеблется от 0 до 13 м.

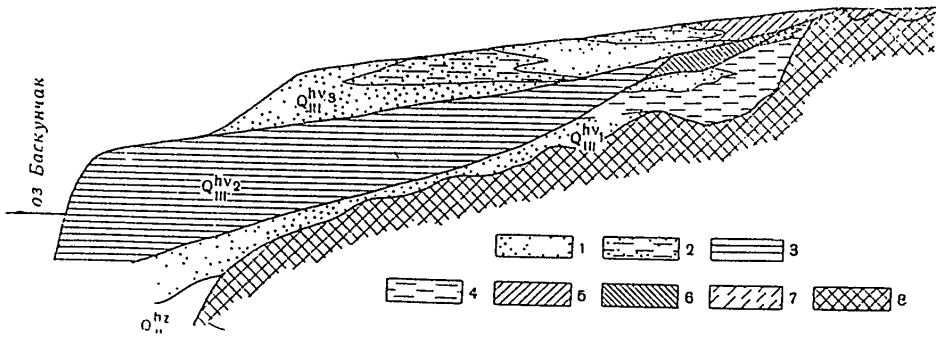
3. Под глинами чаще всего залегает светло- или серовато-коричневый суглинок с кристаллами гипса, с пятнами и полосами ожелезнения, неясно-слоистый, с линзами или тонкими прослоями мелкозернистого песка. Местами суглинок замещается песком, большей частью глинистым. Фауна встречается очень редко и представлена тонкостворчатыми мелкими *Dreissensia rostriformis* Dech., *Didacna protracta media* Andrus., *D. barbot-de-marny* Grimm., *D.* ex. gr. *trigonoides* Pall. Мощность от 0 до 10 м.

В данном разрезе обращает на себя внимание резкое несогласие в залегании слоев 2 и 3. Между ними, так же как и в первом разрезе, в некоторых местах встречаются континентальные образования — суглинки и супеси.

IV. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА УЧАСТКЕ ОЗ. БАСКУНЧАК — КРИВАЯ ЛОЩИНА

(фиг. 4)

1. Хвалынские отложения состоят здесь сверху большей частью из кварцевого песка, желтого, рыхлого, чистого, тонкозернистого, местами заменяющегося глинистыми песками грязно-желтого цвета и, реже, — буровато-желтыми суглинками. В песках и в суглинке много хорошо раз-



Фиг. 4 Схематический сводный разрез хвалынских отложений в районе оз. Баскунчак:

1 — песок; *2* — песок глинистый, *3* — глина шоколадная, *4* — глина голубовато- или буровато-серая, *5* — суглинок; *6* — континентальные образования; *7* — супесь; *8* — дочетвертичные породы

витой фауны — крупные толстостенные раковины *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Dech., *Didacna protracta* Eichw., *D.* ex. gr. *protracta* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *M. edentula* Pall. Мощность от 0 до 5 м.

2. Ниже залегает шоколадная глина с фауной, более бедной по видовому составу и более угнетенной, чем в слое 1. Фауна встречается и

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

разбросанно по всей толще (*Didacna protracta* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall.), и прослоями в подошве и кровле слоя (преимущественно *Dreissensia polymorpha* Pall.). Мощность слоя от 0 до 15—18 м.

3. Под глиной почти всюду на этом участке залегает песок — светлый, чистый, рыхлый (местами глинистый), кварцевый, мелкозернистый, с фауной: *Didacna ebersini* Fed. (in litt.), *D.* ex. gr. *parallela* Bog., *D.* sp., *Dreissensia rostriformis* Dech., *Didacna subcatillus* Andrus. Мощность от 0 до 14 м.

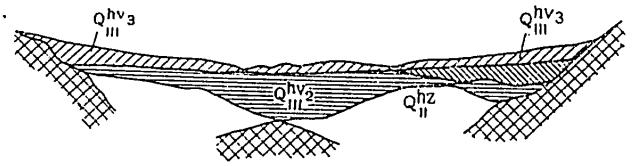
В некоторых обнажениях западного берега оз. Баскунчак шоколадная глина залегает не на песке, а на буровато-серо-голубой песчанистой глине.

Для района оз. Баскунчак, вследствие сложности тектонической обстановки, характерно сокращение мощностей всех хвалынских отложений по направлению от озерной впадины к тектоническим поднятиям, расположенным на запад от нее (Гора Большое Богдо, холм Уба). Глины слоя 2 к поднятиям всюду полностью выклиниваются. В этих случаях пески и суглинки слоя 1 ложатся непосредственно на песок слоя 3 или отделяются от них песком и гравием со смешанной морской и пресноводной фауной. На отдельных поднятиях выклиниваются и нижние пески (слой 3), и тогда суглинки слоя 1 ложатся прямо на породы перми, триаса и мела (холм Уба).

Для этого участка интересно отметить присутствие под слоем 1 в одних местах песчано-гравийного горизонта со смешанной пресноводной и морской фауной, в других — континентального суглинка с растительными остатками.

V. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА УЧАСТКЕ СТ. САЙХИН—ОЗ. БАТ-КУЛЬ (фиг. 3)

1. Верхняя часть хвалынских отложений сложена преимущественно суглинками, реже — глинистыми песками. В суглинке — многочисленная, хорошо развитая фауна: *Didacna protracta* Eichw., *D. protracta truncata* Andrus., *D.* ex. gr. *trigonoides* Pall. (редко), *Monodacna caspia* Eichw., *M. edentula* Pall. (редко), *Adacna plicata* Eichw.,



Фиг. 5. Схематический сводный разрез хвалынских отложений в районе оз. Эльтон. Условные обозначения см. фиг. 4.

A. witrea Eichw., *A. laevicula* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *fluviatilis* Andrus., *Dr. rostriformis* var. *curvirostris* Andrus., *Dr. rostiformis* var. *distincta* Andrus. Мощность от 0,5 до 2,5 м.

2. Под суглинками отдельными линзами и карманами залегает шоколадная глина. В одних случаях — это типично шоколадная глина: слоистая, с песчаными прослоями и с морской фауной (лиманы Долбун и Сайхин); в других — она более бурого цвета, неслоистая, без фауны, с углистыми примазками и с галькой в кровле слоя (хут. Аксенов, северный берег оз. Бат-Куль). Мощность глины от 0 до 13 м. Песок, обычно подстилающий шоколадную глину, в этом районе большей частью отсут-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ствует. Часто отсутствует и шоколадная глина, и тогда суглинок лежит прямо на континентальных отложениях верхнехазарского возраста (ательский горизонт).

Общая мощность хвалынских отложений сокращается на этом участке по сравнению с более южными участками (на широте оз. Баскунчак) в 3—4 раза.

VI. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЙОНА ОЗ. ЭЛЬТОН
(фиг. 5)

1. В верхней части разреза залегает желтобурый суглинок с фауной: *Didacna protracta* Eichw., *D.* ex. gr. *protracta* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Dech., *Adacna plicata* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *Monodacna* sp. Мощность от 0 до 4 м.

Иногда суглинок в разрезе отсутствует. В этих случаях в верхней части хвалынских отложений залегает:

2. Шоколадная глина слоистая, с песчаными прослоями, с морской фауной, рассеянной по всей толще и залегающей прослоем (1 см) в основании ее. По видовому составу фауна близка к фауне слоя 1. Мощность глины от 0 до 15 м.

Между слоями 2 и 1 местами залегает краснобурый делювиально-пролювиальный суглинок, по цвету напоминающий сыртовые отложения (хут. Морозов).

Пески или суглинки, подстилающие в некоторых из предыдущих разрезов шоколадные глины, здесь отсутствуют. Глина ложится или на верхнехазарские пески с пресноводной фауной (в балке Карантинной у хут. Паничкина, у Красной деревни и в других местах), или на пески и песчаники апшерона (левый берег р. Чернявки, хут. Морозов).

Мощность хвалынских отложений в районе оз. Эльтон, так же как и в районе оз. Баскунчак, резко колеблется: от 15—30 м до 0. Наибольшие мощности прослеживаются на юго-восток и на север от озерной впадины. На восток и запад — к горе Улаган и возвышенности Пресный Лиман — хвалынские отложения выклиниваются.

Описанные разрезы показывают, что там, где хвалынские отложения развиты наиболее полно, они представлены тремя горизонтами, достаточно четко отличающимися один от другого по литологическому составу, по условиям залегания и несколько различному характеру встречающейся в них фауны.

Верхний, песчано-суглинистый горизонт распространен повсеместно, за исключением отдельных островных поднятий, вообще не покрытых каспийскими отложениями. В пониженных участках (в нижней части долины Волги, в окрестностях озер Баскунчак, Бат-Куль, Эльтон) он представлен несомненно морскими отложениями. Здесь в нем содержится наиболее хорошо развитая, богатая по видовому составу хвалынская фауна. Мощность этого горизонта в общем постепенно сокращается с юга на север от 6—8 до 1—2 м. В этом же направлении песчаные отложения все больше замещаются суглинистыми.

Средний горизонт — шоколадные глины — залегает линзами и карманами, приуроченными в большинстве случаев к древним понижениям рельефа, часто совпадающим с современными. Мощность шоколадных глин на всей территории меняется резко и неравномерно, но все же наблюдается общее сокращение ее к северу. Встречающаяся в глине фауна беднее по видовому составу и слабее развита, чем в вышележащем горизонте. При этом фауна, распределенная по всему слою глин, встречается

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

только в долине Волги и в районе озер Баскунчак, Хаки и Эльтон. Чаще она наблюдается только в виде скоплений в подошве и кровле слоя (участок Большой Лиман—балка Кальгута). Иногда же в шоколадной глине фауны совсем нет (район оз. Бат-Куль).

Нижний — преимущественно песчаный и реже суглинистый и глинистый горизонт — распространен на описываемой территории более широко и равномерно, чем шоколадные глины, но не так широко, как верхний горизонт.

На юге исследуемого района нижний горизонт более глинист и достигает больших мощностей (до 45—50 м южнее Верхнего Баскунчака). К северу он более песчанист и в рассматриваемом районе севернее широты Шунгая выклинивается из разреза морских хвалынских отложений.

Фауна, встречающаяся в нем, развита несколько слабее, чем в верхнем горизонте, беднее количеством видов, мельче. Здесь среди прочих хвалынских форм часто встречается остроребристая мелкая изящная *Didacna*[1], названная П. В. Федоровым *Didacna ebersini* F e d. (in litt.)[2], отсутствующая или очень редко встречающаяся в верхних частях хвалынских отложений рассматриваемого района. Кроме того, для нижней части хвалынских отложений нужно отметить отсутствие или очень редкое нахождение грубых, сравнительно крупных раковин *Didacna protracta* E i c h w. и *D.* ex. gr. *protracta* E i c h w., часто встречающихся в слое, перекрывающем шоколадные глины.

На основании указанных различий в литологическом составе хвалынских отложений исследуемого района, в характере их распространения и залегания, а также и некоторого различия в составе фауны, мы считаем возможным разделить толщу хвалынских отложений на три разновозрастных горизонта. Такое деление подтверждается, как будет видно ниже, и данными по истории геологического развития рассматриваемой части северного Прикаспия в хвалынское время.

В наших исследованиях основное внимание уделялось важным с практической точки зрения вопросам распространения и характера залегания шоколадных глин, и в связи с этим, по мере накопления фактов, разрешались некоторые вопросы палеогеографии.

Сопоставляя описанные разрезы хвалынских отложений, можно заключить, что всюду, где разрез их неполный, он сокращается за счет выпадения из него в первую очередь горизонта шоколадных глин, затем подстилающих их песков и лишь в отдельных случаях — за счет смыва верхней, песчано-суглинистой толщи. Это заставляет сделать вывод, что из трех основных горизонтов хвалынских отложений шоколадные глины имеют наименьшее распространение на описываемой территории северного Прикаспия.

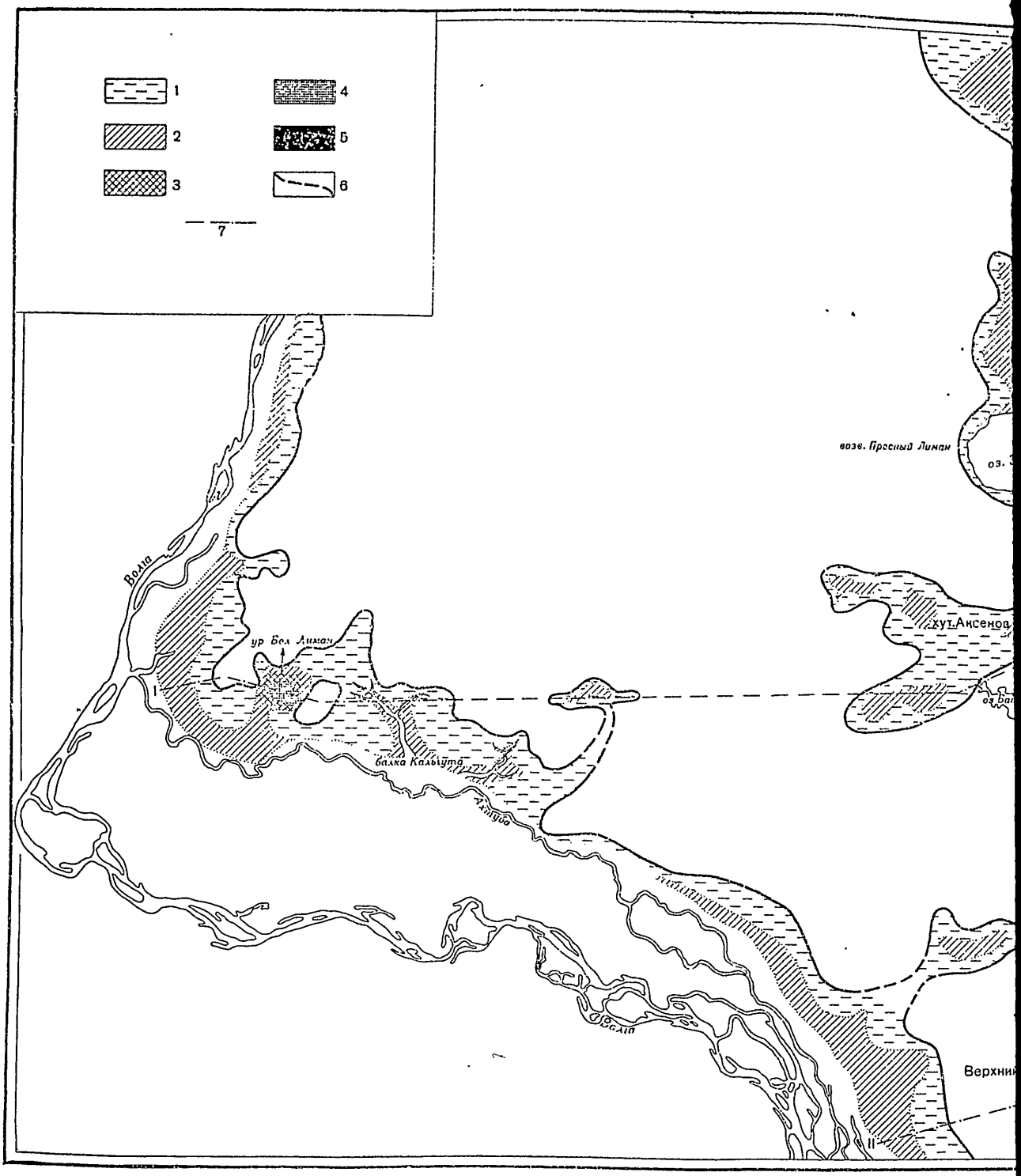
На схематической карте распространения шоколадных глин (фиг. 6), составленной нами для описываемой территории, видно, что шоколадные глины распространены всюду вдоль долины Волги и Ахтубы сплошной, хотя и неширокой полосой. В сторону от этой полосы (и в исследованном нами районе и, особенно, севернее его) шоколадные глины распространяются на значительное расстояние только по древним долинам различных притоков Волги — рек и крупных балок. На водоразделе Волги и Хаки-Эльтонского прогиба, на широте с. Средняя Ахтуба и оз. Бат-Куль, шоколадные глины встречаются только отдельными пятнами,

[1] В большом количестве собрана нами в районе оз. Баскунчак.

[2] *Didacna ebersini* F e d. (in litt.) близка к мелким *D. praetrigonoides* var. *cristata* B o g., переходная к *D barbot-de-marnyi* G r i m m (по личному сообщению П. В. Федорова).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

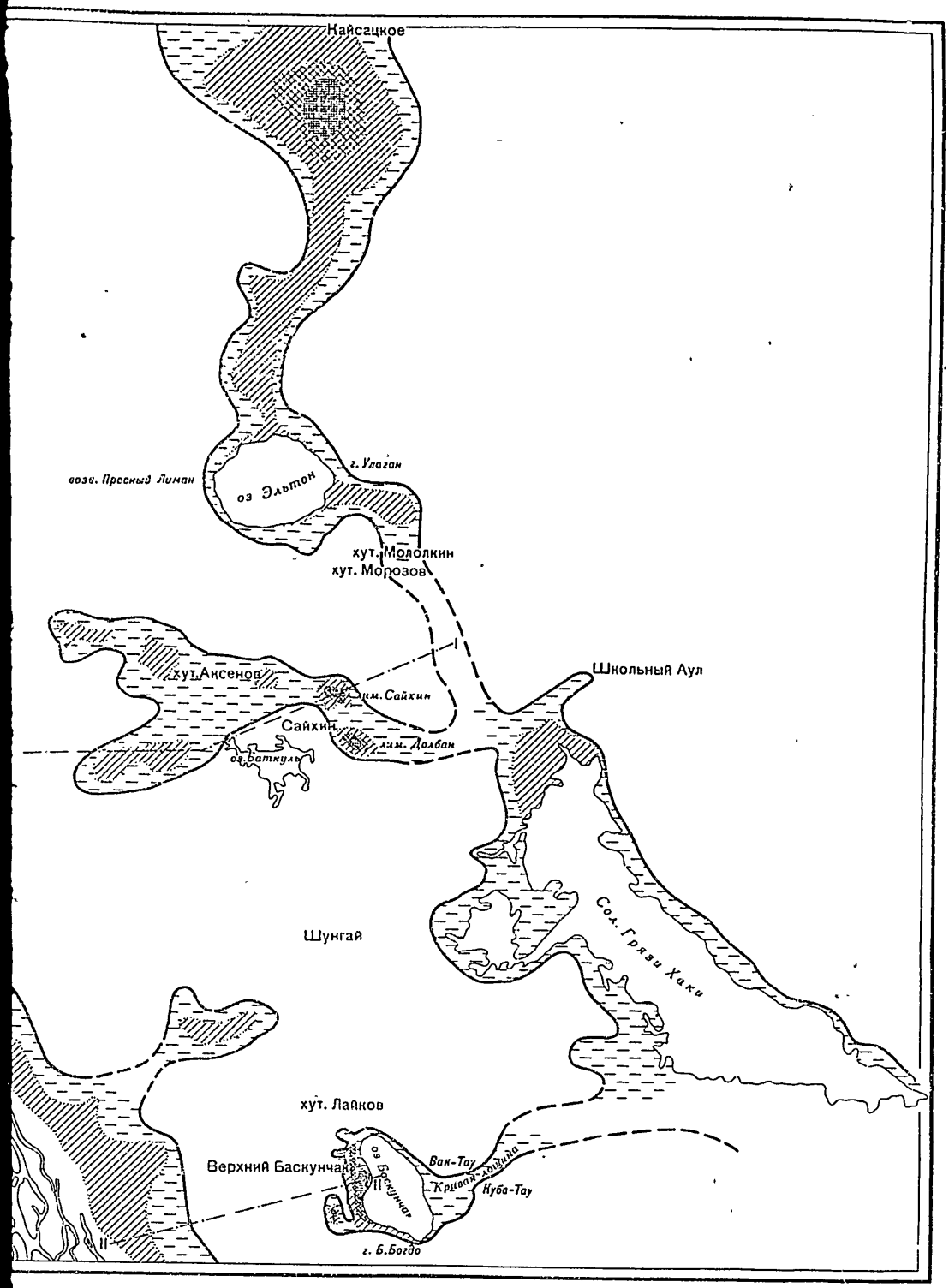


Фиг. 6. Схема распространения шоколадных гли

1 — горизонт шоколадных глин мощностью от 0 до 2 м; *2* — то же от 2 до 5 м; *3* — то же от 5 до 8 м; *4* — то же от 8 до 13 м; *5* — то ж
до уничтожения их процессами денудации; *7* — линии проф

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



транения шоколадных глин:

— то же от 8 до 13 м; *5* — то же свыше 13 м; *6* — предполагаемая граница распространения шоколадных глин ии денудации; *7* — линии профилей

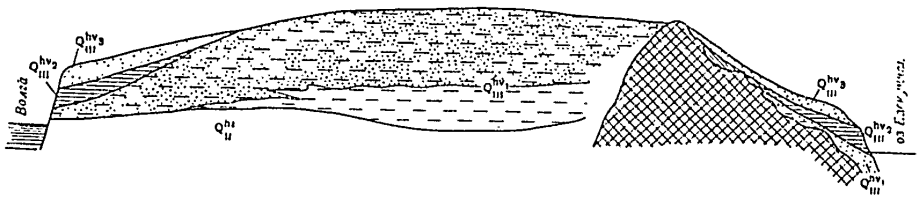
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

приуроченными большей частью к замкнутым или полузамкнутым понижениям современного рельефа (см. фиг. 3).

На юге района, в пределах повышенного пространства между р. Ахтубой и оз. Баскунчак, шоколадных глин нет (см. фиг. 7 и описание разреза II), а по берегам оз. Баскунчак (главным образом по западному и восточному) они развиты широко и достигают здесь наибольшей мощности (разрез IV). На участке между оз. Баскунчак и впадиной Хаки шоколадные глины опять почти полностью отсутствуют. Они встречаются здесь только в Кривой лощине, тянущейся от восточного берега оз. Баскунчак, между возвышенностями Куба-Тау и Вак-Тау, в сторону впадины Хаки.

В самом Хаки-Эльтонском прогибе шоколадные глины тоже не залегают сплошной полосой, как в долине Волги. Здесь они окаймляют берега оз. Хаки, залегают, вероятно, под отложениями на дне озера и прослеживаются на север от него вдоль долины р. Горькой, до пересечения последней с дорогой Сайхин—Урда (см. фиг. 6). Выше по течению р. Горькой полоса шоколадных глин, приуроченная к Хаки-Эльтонскому прогибу, прерывается. Здесь на некоторой площади вообще отсутствуют хвалын-



Фиг. 7. Схематический геологический профиль II (водораздел Волги и оз. Баскунчак). Условные обозначения см. фиг. 4.

ские отложения, и на поверхность выходят хазарские пески и глины, а шоколадные глины появляются снова в пределах прогиба только в районе оз. Эльтон. Там они наблюдаются по берегам озера и прослеживаются от озерной впадины на юго-восток (к хут. Морозов и Мололкин) и на север, вдоль линии железной дороги к ст. Кайсацкая.

В сторону от Хаки-Эльтонской впадины шоколадные глины встречаются на западе — в понижениях и «лиманах» участка ст. Сайхин—оз. Бат-Куль и на востоке — в районе Школьного аула. Но здесь, как уже отмечалось при описании разреза V, шоколадная глина не типичная — неслоистая и без фауны.

Из обзора схемы (см. фиг. 6) можно сделать важный для практических целей вывод о том, что шоколадные глины не являются основным, наиболее характерным и повсеместно распространенным горизонтом хвалынских отложений северного Прикаспия, как это считалось до сих пор.

Не менее важно для практических целей и выяснение условий залегания шоколадных глин, так как явление трещиноватости в них обнаружено не на всех участках их распространения.

При описании разрезов не раз отмечалась резкая смена мощностей шоколадных глин и залегание их линзами и карманами. Это объясняется тем, что они ложатся на очень неровную поверхность подстилающего их нижнего горизонта хвалынских песков и суглинков, а иногда и более древних отложений. Это хорошо видно на отдельных участках прилагаемых профилей (см. фиг 3 и 7), особенно по западному берегу оз. Баскунчак и в районе Большого Лимана и верховьев балки Кальгута. Очевидно,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

шоколадные глины во всем описываемом районе выполняют отрицательные формы древнего рельефа. Они оказываются вложенными в рельеф.

Отмеченное обстоятельство, а также и то, что в некоторых разрезах (I, III, IV) между шоколадными глинами и подстилающими их песками с морской фауной залегают континентальные образования, приводит к некоторым палеогеографическим выводам, относящимся к развитию описываемой территории северного Прикаспия в хвалынское время и объясняющим указанные особенности в распространении и залегании шоколадных глин.

Очевидно, в хвалынском веке между временем отложения нижних, преимущественно песчаных осадков и временем отложения шоколадных глин в этой части северного Прикаспия существовали континентальные условия.

Море, отложившее нижнехвалынские пески, значительно отступило отсюда в южном и юго-восточном направлениях, базис эрозии резко понизился. Это повлекло за собой глубокий размыв нижнехвалынских, а местами и более древних отложений и переуглубление эрозионных ложбин того времени относительно современных до 15—20 м и более.

В следующую стадию своего существования хвалынское море и п р е с с и р о в а л о языками и заливами далеко в глубь платформы по понижениям древнего рельефа — по сильно углубленной древней долине Волги и по ее притокам в стороны от долины, по Хаки-Эльтонскому прогибу в район оз. Эльтон и далее на север и по отдельным понижениям, сообщавшимся в период ингрессии с Хаки-Эльтонским прогибом и с долиной Волги. Уровень хвалынского моря на этом этапе был таков, что оно смогло затопить только отрицательные формы рельефа и прилежащие сниженные части водоразделов, где и отлагались шоколадные глины. Основные же площади водоразделов продолжали оставаться сушей и шоколадными глинами не покрывались.

Берег моря был в то время глубоко изрезан. И чем дальше на север и северо-запад (в направлении общей тенденции к поднятию северного Прикаспия), тем более разобщенными должны были быть заливы и лиманы этого моря, а следовательно, и места отложения шоколадных глин. Поэтому наличия сплошного, не разорванного по простиранию горизонта последних можно ожидать лишь на юге, повидимому значительно южнее широты оз. Баскунчак.

Таким образом, из анализа условий залегания шоколадных глин выявляется не только факт неповсеместного развития этого горизонта хвалынских отложений в северном Прикаспии, но и определенная закономерность в его распространении, что также имеет практическое значение.

Трещиноватость в шоколадных глинах связана с процессом формирования рельефа рассматриваемого района в хвалынское и послехвалынское время.

На формирование рельефа северного Прикаспия в течение всего четвертичного периода должны были оказывать влияние региональные движения, связанные с глубинной тектоникой подсолевых пород, и (в большей степени) локальные движения — поднятия и опускания, связанные с соляно-купольной тектоникой (Мещеряков, 1953) Последние предопределили основные черты рельефа, существовавшего в рассматриваемом нами районе в континентальный период между временем отложения нижнего — песчаного горизонта хвалынских отложений и среднего — шоколадных глин. Многие древние эрозионные ложбины и отдельные полузамкнутые понижения, выполненные впоследствии шоколадными глинами, развились

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

здесь в то время именно в местах локальных погружений и имеют первично тектоническое происхождение.

На отдельных участках отрицательные формы рельефа того времени в результате последующей тектонической перестройки могли обратиться в положительные. Так, например, единый Хаки-Эльтонский прогиб, через который море, отложившее шоколадные глины, проникало с юга в район оз. Эльтон и далее на север, разделился поднятием по среднему течению р. Горькой на две обособленные впадины — Эльтонскую и Хакскую. Поднятие этого участка, начавшееся, повидимому, в период отложения шоколадных глин, продолжалось в течение всего последующего времени, в результате чего все хвалынские отложения здесь уничтожены процессами денудации и на поверхности залегают хазарские отложения. Это поднятие обусловило и отчленение от Хаки-Эльтонского прогиба (в начале ингрессии) района оз. Бат-Куль. Поэтому во впадинах этого района, скоро утративших связь с морем, и не могли накапливаться типичные шоколадные глины с морской фауной.

Большинство же древних понижений совпадает с отрицательными формами современного рельефа. К понижениям такого рода, значительно более расширенным и углубленным по сравнению с современными, относятся: древняя долина Волги—Ахтубы, древняя впадина уроч. Большой Лиман, древнее русло балки Кальгута, впадины озер Баскунчак и Эльтон, соленые грязи Хаки и др. Тектоническую обусловленность большинства перечисленных понижений подтверждают геологические и геофизические материалы. По известным геологическим данным (Семихатов, 1933), в большинстве указанных понижений сильно возрастает мощность всех четвертичных отложений. Согласно гравиметрической карте, многие из них расположены рядом с соляно-купольными поднятиями, выраженными большей частью минимумами силы тяжести, и являются компенсационными мульдами по отношению к этим поднятиям (Косыгин, 1950). Так, оз. Баскунчак представляет собой компенсационную мульду по отношению к соляному куполу горы Большое Богдо; замкнутая, северо-западная часть впадины Хаки — то же по отношению к горе Малое Богдо; оз. Эльтон — по отношению к горе Улаган и поднятию Пресный Лиман; понижения района ст. Сайхин (лиман Долбун, впадина оз. Бат-Куль и др.) — по отношению к Сайхинскому поднятию (Мещеряков, 1953). Наконец, водораздел Большого Лимана и балки Кальгута совпадает с поднятием южного Ленинского купола, выраженного максимумом силы тяжести (вероятно, вследствие наличия мощного кепрока на вершине купола), а участок севернее Большого Лимана, где сокращается общая мощность четвертичных отложений и на поверхность выходят нижнехвалынские пески, приурочен к северному Ленинскому куполу, выраженному минимумом приращения силы тяжести. Таким образом, Большой Лиман является компенсационным погружением на западном, более крутом склоне от оси этих двух поднятий, а балка Кальгута — таким же погружением на восточном, более пологом склоне от указанной оси.

То обстоятельство, что многие древние понижения, обусловленные тектоникой, и в современном рельефе выражены отрицательными формами, а купола положительными, указывает на то, что тектоническое развитие этих участков продолжалось по унаследованному типу по крайней мере в течение всего хвалынского времени. Геоморфологические данные подтверждают развитие их по тому же типу и в послехвалынское время. О продолжающемся в послехвалынское время поднятии куполов и погружении впадин свидетельствует, например, повышение древних береговых линий озер Баскунчак и Эльтон к поднятиям Большое Богдо и Улаган

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

(Мещеряков, 1953) и накопление толщи послехвалынских осадков в озерных впадинах (Семихатов, 1933). На продолжающееся поднятие северного Ленинского купола указывает радиальное расчленение его склонов.

Изучение явления трещиноватости показало, что оно вызвано послехвалынским погружением отдельных впадин, развивавшихся по описанному типу. Глубокие трещины в шоколадных глинах наблюдаются не везде, где присутствуют эти глины. Они развиты только у бортов впадин тектонического происхождения, выполненных шоколадными глинами, и отсутствуют в их центральных частях. Растрескивание происходит в зонах, переходных от поднятий к опусканиям, т. е. в зонах наибольшего тектонического напряжения. Следовательно, ожидать явления трещиноватости в шоколадных глинах следует на периферических частях понижений современного рельефа, обнаруживающих по геоморфологическим и геофизическим признакам тенденцию к погружению в настоящее время.

Анализ всего собранного материала позволяет нам проследить историю геологического развития рассматриваемого района и далее, до конца хвалынского века.

Со времени ингрессии палеогеографическая обстановка района представляется нам в следующем виде.

По мере заполнения затопленных понижений шоколадными глинами, участки, не покрытые морем, продолжали подвергаться процессам разрушения. Неровности рельефа, сформировавшегося до ингрессии, постепенно сглаживались. В первой половине периода ингрессии произошло, повидимому, небольшое понижение уровня ингрессирующего моря, в результате которого на поверхность местами вышли и некоторые площади, уже покрытые шоколадными глинами. И в то время как на участках, покрытых морем, эти глины продолжали накапливаться (особенно мощные их толщи накапливались в прогибающихся впадинах), на участках, вышедших из-под уровня моря, они в одних местах размывались, в других перекрывались континентальными отложениями. Этим объясняются, вероятно, следы размыва шоколадных глин и континентальные отложения между ними и перекрывающим их слоем песчано-суглинистых отложений, наблюдающихся на западном берегу оз. Баскунчак и на восточном берегу оз. Эльтон (разрезы III, VI). Повидимому, площади, вышедшие из-под уровня моря в период ингрессии, оказались наиболее значительными в местах развития соляпокупольных структур, где понижение уровня моря сочеталось с поднятием куполов.

К концу периода ингрессии последовало некоторое повышение уровня моря, в результате которого оно постепенно расширялось, затопляя и водоразделы. Площадь, занятая в этот период хвалынским морем, была очевидно, меньше, чем в то время, в течение которого отлагался нижний песчаный горизонт хвалынских отложений, но значительно больше, чем в период ингрессии, когда отлагались шоколадные глины. Мелководный хвалынский бассейн покрывал в это время всю исследованную нами территорию северного Прикаспия, за исключением отдельных повышенных участков (район Верхнего Баскунчака, среднего течения р. Горькой и др.). Отложения этого мелководного бассейна почти всюду без перерыва покрывают шоколадные глины, являющиеся основными отложениями периода ингрессии. Контакт тех и других четко обозначен, во-первых, фаунистическим горизонтом (до 5—7—10 см), представляющим собой скопление мелких тонкостенных двустворок *Dreissensia polymorpha* Pall. (разрезы III, IV), и, во-вторых, сменой литологического состава пород: глины, местами резко, местами постепенно, сменяются песками

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

и суглинками. Там же, где море продвинулось за пределы распространения шоколадных глин, его отложения трансгрессивно налегают на отложения различного генезиса и возраста.

Наличие горизонта вымершей фауны на контакте шоколадных глин и лежащих выше песков и суглинков свидетельствует о смене режима бассейна с наступлением трансгрессии. Море, повидимому, стало более соленым. Это обстоятельство, с одной стороны, обусловило вымирание *Dreissensia*, приспособившейся к водам морских заливов, глубоко вдававшихся в период ингрессии в сушу и сильно опресненных впадающими в них реками; с другой стороны, осолонение способствовало наиболее пышному за весь хвалынский период развитию фауны. Увеличение количества видов и размера раковин для верхнего горизонта хвалынских отложений наблюдалось во многих случаях нами и отмечено П. В. Федоровым (1946). Оно подчеркнуто также М. М. Жуковым (1941), который указывает, что типичное и пышное развитие хвалынская фауна получает в песках, лежащих непосредственно на глинах или залегающих линзами у кровли глин.

До недавнего времени считалось, что хвалынская трансгрессия (самая обширная для Каспия за весь четвертичный период) представляла собой одну эпоху. На основе палеогеографического анализа материалов наших исследований, в хвалынском веке выявляются д в е с т а д и и т р а н с г р е с с и и — п е р в а я и в т о р а я, разделенные стадией регрессии, в течение которой резко понизился базис эрозии и произошло переуглубление эрозионных ложбин. Вторая стадия трансгрессии наступала в д в е ф а з ы — и н г р е с с и в н у ю, затопившую отрицательные формы рельефа, и с о б с т в е н н о т р а н с г р е с с и в н у ю, распространившуюся на всю территорию северного Прикаспия.

Абсолютные уровни хвалынского бассейна, соответствующие этим двум фазам, нами пока не установлены, но предположительно можно сказать, что оба они были ниже того уровня, который соответствовал периоду отложения нижнего горизонта хвалынских образований. Обе эти фазы разделялись также каким-то промежутком времени, в течение которого под совместным воздействием аккумулятивных и денудационных процессов сглаживались неровности рельефа, существовавшего до фазы ингрессии хвалынского моря. Последняя трансгрессивная фаза была максимальной для хвалынского века. Последовавшая затем регрессия моря происходила, согласно данным М. М. Жукова (1941), также в несколько стадий. В 1946 г. П. В. Федоров высказал предположение о том, что в хвалынском веке имели место две трансгрессии, разделенные «глубокой и продолжительной регрессией»,—«раннехвалынская» и «позднехвалынская» (стр. 448).

К раннехвалынской П. В. Федоров относит трансгрессию, которая обычно называлась хвалынской и в которой мы выделили указанные выше стадии. Береговая линия ее прослеживается в современном рельефе северного Прикаспия на абсолютной высоте 48—50 м (Герасимов, 1937; Жуков, 1941). Береговая линия позднехвалынской трансгрессии указывается П. В. Федоровым для Кавказского побережья и для подножия северного чинка Устюрта на высоте 25—27 м над уровнем Каспия (около 0 м абс. выс.; Федоров, 1946, 1952).

Отложения ранне- и позднехвалынской трансгрессии характеризуются, по данным П. В. Федорова (там же), резко отличными комплексами каспийской фауны. Для раннехвалынских отложений северного Прикаспия характерны формы *Didacna ebersini* F e d. (in litt.) (*D.* ex. gr. *trigonoides* P a l l.), *D. protracta* E i c h w. Для позднехвалынских отложений

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

характерны более грубые и крупные *Didacna praetrigonoides* N a l. и *D.* ex. gr. *praetrigonoides* N a l. Такая, в общем очень резкая для каспийских отложений смена в видовом составе фауны может быть объяснена, повидимому, длительным промежутком времени между максимальным разливом хвалынского моря и позднехвалынской трансгрессией.

Но тогда возникает вопрос — следует ли относить позднехвалынскую трансгрессию с *Didacna praetrigonoides* N a l. к хвалынскому времени? Может быть, учитывая длительное время, отделяющее эту трансгрессию от хвалынского века, следует назвать ее как-нибудь иначе?

К хвалынскому времени, по нашему мнению, следует относить лишь отложения с раннехвалынской (по П. В. Федорову) или типичнохвалынской (по М. М. Жукову) фауной: *D. protracta* E i c h w., *D. ebersini* F e d. (in litt.) (*D.* ex. gr. *trigonoides* P a l l.)

Эти отложения и разделяются нами, на основании анализа палеогеографических данных (особенностей залегания, различия в литологическом составе и некоторого отличия в видовом составе комплексов фауны), на три горизонта, соответствующих трем основным этапам развития Прикаспия в хвалынском веке:

1) н и ж н и й ($Q_{III}^{hv_1}$) — преимущественно песчаный горизонт с преобладанием в комплексе фауны *Didacna ebersini* F e d. (in litt.), соответствующий периоду первой (вероятно, максимальной) стадии трансгрессии хвалынского моря;

2) с р е д н и й горизонт ($Q_{III}^{hv_2}$) — шоколадные глины с угнетенной хвалынской фауной, соответствующий ингрессивной фазе второй стадии трансгрессии хвалынского моря;

3) в е р х н и й — песчано-суглинистый горизонт ($Q_{III}^{hv_3}$) с наиболее хорошо развитой хвалынской фауной, соответствующий собственно трансгрессивной фазе второй стадии хвалынской трансгрессии.

С позднехвалынской трансгрессией, выделенной П. В. Федоровым (там же), Ю. З. Броцкий и М. В. Карандеева (1953) сопоставляют так называемую «никольскую» трансгрессию, установленную М. В. Карандеевой (1951). Граница последней, согласно указанию автора, совпадает приблизительно с нулевой горизонталью (в работе 1953 г. указана изогипса +3 м).

В правильности такого сопоставления возникают следующие сомнения.

Во-первых, береговая линия позднехвалынской трансгрессии П. В. Федорова, прослеживающаяся на абсолютной высоте 0 м у северного подножия Устюрта и на Кавказском побережье, едва ли может располагаться на той же высоте в северном и северо-западном Прикаспии. По общеизвестным данным новейшей тектоники, Кавказ в течение всего четвертичного времени и в современный период испытывает движения положительного знака (В. В. Белоусов, Л. А. Варданянц, В. Д. Голубятников, Н. И. Николаев и др.). Характер залегания четвертичных каспийских отложений у северного подножия Устюрта и миграция дельты Эмбы, наблюдаемые М. М. Жуковым, свидетельствуют о поднятии в раннем и позднечетвертичное время и этой области.

Территория, прилегающая к северным берегам Каспийского моря, наоборот, испытывает, по данным многих исследователей, относительное и абсолютное погружение. На опускание ее указывает активное проявление соляно-купольной тектоники в течение всего четвертичного времени (Православлев, 1930; Жуков, 1941) и в современный период (Мещеряков, 1953). Кроме того, «уступы по границе Прикаспийской впадины, хорошо выраженные в рельефе, очень многими объясняются опусканиями ее»

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

(Николаев, 1949, стр. 194). Вследствие этого береговая линия позднехвалынской трансгрессии на северном побережье должна располагаться, повидимому, значительно ниже нулевой изогипсы.

Во-вторых, обращает на себя внимание несоответствие в фаунистической характеристике отложений «никольской» и «позднехвалынской» трансгрессий. В списке фауны, характерной для песков «никольской» трансгрессии, Ю. З. Броцкий и М. В. Карандеева приводят следующие формы: *Didacna protracta* Eichw. cf. typ., *D.* ex. gr. *barbot-de-marnyi* Grimm., *Dreissensia distincta* Mag. (1953, стр. 143), т. е. комплекс фауны, характерный, по определению П. В. Федорова (1952), для ранне-, а не для позднехвалынских отложений. Характерные для позднехвалынских отложений *Didacna praetrigonoides* Nal. и *D.* ex. gr. *praetrigonoides* Nal. в отложениях «никольской» трансгрессии, повидимому, не встречены.

В-третьих, существование «никольской» трансгрессии доказывается, в частности, тем, что на территории, исследованной Ю. З. Броцким и М. В. Карандеевой, в одних пунктах (расположенных ниже изогипсы+3 м) шоколадные глины перекрыты песком, «содержащим в изобилии типичную морскую хвалынскую фауну» (Броцкий и Карандеева, 1953, стр. 143). В других случаях (выше изогипсы+3 м) указанный песок отсутствует, и в верхней части разреза хвалынских отложений залегают шоколадные глины.

Но территория, исследованная нами, располагается значительно севернее протяжения изогипсы+3 м. Средние отметки ее на несколько десятков метров превышают абсолютный нуль. Тем не менее и здесь (см. описание разрезов) шоколадные глины почти всюду, где они развиты, перекрыты на юге района песками того же типа, что описываются Ю. З. Броцким и М. В. Карандеевой на территории ниже изогипсы+3 м. К северу, по мере приближения к береговой линии, пески в исследованном нами районе замещаются суглинками. В песке и суглинке содержится та же «типично хвалынская» фауна, что и в песках «никольской» трансгрессии. Вместе с тем и в описываемом районе наблюдаются случаи (см. описание разрезов I, V, VI), когда верхний песчано-суглинистый горизонт хвалынских отложений уничтожен денудацией и разрез начинается шоколадными глинами. Континентальные отложения между шоколадными глинами и перекрывающими их песками, описанные Ю. З. Броцким и М. В. Карандеевой в обнажении у с. Пришиб, встречаются и в исследованном нами районе (на западном берегу оз. Баскунчак, на восточном берегу оз. Эльтон). Присутствие их объяснено выше, при рассмотрении палеогеографии района за хвалынский период.

Очевидно, пески, залегающие на шоколадных глинах в районе, исследованном Ю. З. Броцким и М. В. Карандеевой, не отличаются от верхнего песчано-суглинистого горизонта хвалынских отложений нашего района ни по характеру залегания, ни по составу фауны. Те и другие следует относить, по нашему мнению, к отложениям трансгрессивной фазы второй стадии трансгрессии хвалынского моря, уровень которой был значительно выше 0 м (предположительно +15, +20 м).

Что же касается особенностей в чертах рельефа, приуроченных к изогипсе +3 м и приводящихся Ю. З. Броцким и М. В. Карандеевой (1953) как свидетельство расположения на этом уровне какой-то древней береговой линии, то их, повидимому, правильнее объяснять тем, что здесь, как это предполагает А. Г. Доскач (1952), проходила береговая линия одной из стадий регрессии хвалынского моря после его максимального разлива.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Из изложенного видно, что история геологического развития северного Прикаспия в хвалынском веке достаточно сложна. Формирование отложений с морской хвалынской фауной и синхронных им континентальных образований происходило в несколько этапов, определивших закономерности в условиях залегания и в распространении различных фаций этих отложений.

Причина своеобразного геологического развития этой территории заключается в сложном сочетании совместного влияния геотектонических и климатических условий. Основную роль в колебаниях уровня Каспийского бассейна в хвалынском веке играли, повидимому, геотектонические причины. Впадина Каспийского моря, как известно, окружена с запада, юга и юго-востока складчатыми горами альпийской системы. С севера к ней примыкает наиболее подвижная краевая часть Русской платформы. Геотектоническая жизнь окружающих орогенов и движения мобильной окраинной части Русской платформы должны были в течение всего четвертичного периода отражаться на изменениях объема впадины, вмещающей Каспийский бассейн, а следовательно, и на колебаниях его уровня. Кроме того, и на изменение самой массы воды в бассейне (а также и на его режим), помимо непосредственного воздействия климатических причин, влияли в очень значительной мере тектонические движения в области Кума-Манычского пролива — опускания способствовали сообщению Каспийского бассейна с Черноморским и притоку или оттоку воды в тот или другой бассейн, в зависимости от соотношения их уровней. Поднятия препятствовали сообщению бассейнов и превращали Каспийский бассейн в замкнутый.

Климат в этой обстановке мог играть роль дополнительного фактора, подчеркивающего или ослабляющего влияние геотектонических условий. Влияние климата на колебания уровня Каспия должно было сильно возрастать лишь в те периоды, когда Каспийский бассейн в результате тектонических движений в области Кума-Манычского пролива становился замкнутым. Подтверждением этого могут служить изменения уровня современного замкнутого Каспийского моря. По данным, приведенным К. К. Марковым (1953), размах колебаний уровня, обусловленных незначительными изменениями климата, влияющими на сток бассейна Волги (и, вероятно, р. Урал), достигает за последние 400 лет 4—5 м.

Хвалынскую трансгрессию, как и более древние, объясняют обычно увеличением количества воды в Каспийском бассейне в связи с изменениями климата под влиянием эпох оледенения на Русской равнине.

Анализ материала, имеющегося в нашем распоряжении, не позволяет объяснять колебания уровня моря на разных этапах геологического развития северного Прикаспия в хвалынское время только изменением количества воды под влиянием климатических условий.

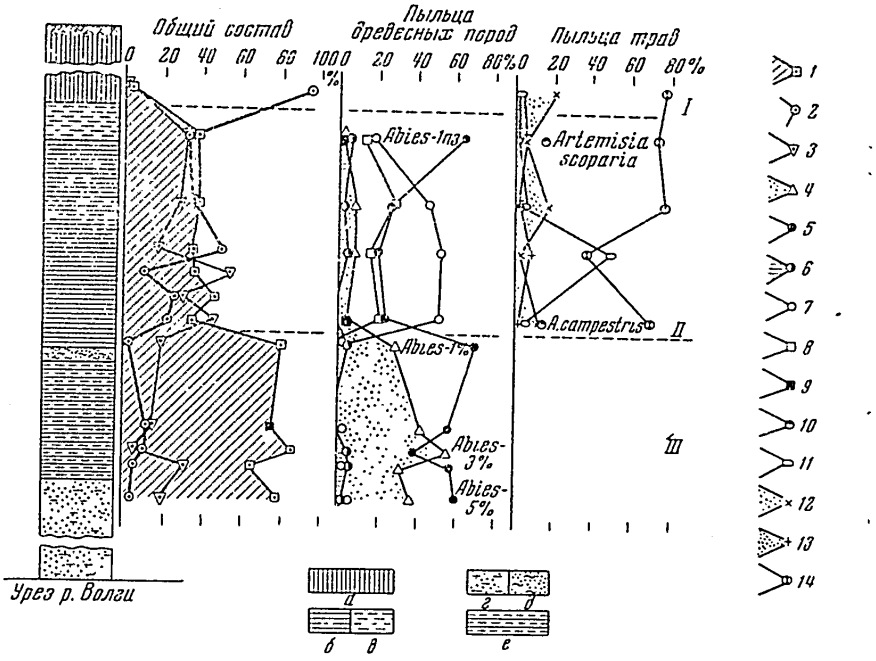
Первую (максимальную) стадию трансгрессии хвалынского моря, распространившуюся на территории северного Прикаспия предположительно до абсолютной высоты +48, +50 м, повидимому, можно связать с влиянием значительного увеличения влажности климата (обусловленного, может быть, эпохой днепровского оледенения) на уровень з а м к н у т о г о бассейна.

О существовании влажного климата в период первой трансгрессии свидетельствуют данные спорово-пыльцевой диаграммы второй надпойменной террасы Волги выше с. Верхний Балыклей (фиг. 8), составленной В. П. Гричуком (1952). На диаграмме видно, что в течение всего периода накопления нижнего песчаного горизонта хвалынских отложений (относящегося к первой стадии трансгрессии хвалынского моря) на территории

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

северного Прикаспия и прилегающих районов преобладала древесно-кустарниковая растительность. В пыльцевых спектрах нижнего песчаного горизонта содержится, по данным В. П. Гричука (1952), 80—85% пыльцы древесных пород (березы, ели, сосны и др.), а пыльцы травянистых растений — в среднем, — 6%.



Фиг. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза второй надпойменной террасы Волги выше с. Верхний Балыклей (Гричук, 1952).

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца трав; *3* — споры; *4* — пыльца ели (*Picea*); *5* — пыльца сосны (*Pinus silvestris*); *6* — пыльца сосны (*Pinus sibirica*); *7* — пыльца березы (*Betula*); *8* — пыльца ольхи (*Alnus*); *9* — сумма пыльцы широколиственных пород; *10* — пыльца злаков (Gramineae); *11* — пыльца осоковых (Cyperaceae); *12* — пыльца лебедовых (Chenopodiaceae); *13* — пыльца полыней (*Artemisia*); *14* — пыльца разнотравья.
а — суглинки; *б*, *в* — глины; *г*, *д* — пески; *е* — супеси

На замкнутость бассейна указывает значительное опреснение его вод, объясняющее бедность видового состава фауны и мелкие размеры моллюсков, встречающихся в нижнем песчаном горизонте хвалынских отложений.

Последовавшее затем отступание моря, вызвавшее резкое понижение базиса эрозии и глубокий размыв нижнехвалынских и более древних отложений, нельзя объяснить климатическими причинами. Нельзя также изменениями климата объяснить и ингрессивную фазу второй стадии трансгрессии хвалынского моря, наступившую после стадии регрессии. Климат, по данным приведенной спорово-пыльцевой диаграммы В. П. Гричука (см. фиг. 8), оставался, очевидно, неизменным и в течение первой стадии трансгрессии (накопление нижнего песчаного горизонта), и в период регрессии, и в первой половине ингрессивной фазы второй стадии трансгрессии (накопление нижней части горизонта шоколадных глин).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Причиной отступления моря было, вероятно, увеличение емкости Каспийской впадины вследствие ее погружения. Погружением впадины объясняется, повидимому, и активизация солянокупольной тектоники на исследованной нами территории северного Прикаспия. Локальные движения солянокупольных структур предопределили, как указывалось выше, основные черты рельефа, сформировавшегося в период регрессии,— многие отрицательные формы развивались в то время в тектонических понижениях, а положительные формы совпадали большей частью с тектоническими поднятиями.

Кроме того, по устному сообщению Ю. И. Панова, в районе Большого сталинградского сброса дизъюнктивными дислокациями, наряду с третичными и раннечетвертичными (бакинскими) отложениями, затронуты также и хазарские. Нарушение залегания последних произошло, вероятно, в начале хвалынского века и явилось следствием указанного выше погружения Каспийской впадины, тектоническое напряжение которого отразилось на западном борту Прикаспийской впадины движениями по сбросам. Хвалынские глины в районе Большого сталинградского сброса лежат уже спокойно.

Ингрессивная фаза второй стадии трансгрессии связана, вероятно, с движением обратного знака в Каспийской впадине, сократившим ее объем. Климат к моменту ингрессии, как указывалось, оставался неизменным. Резкое изменение климата в сторону сухости произошло, по данным спорово-пыльцевой диаграммы В. П. Гричука (см. фиг. 8), в первой половине периода накопления шоколадных глин.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части горизонта шоколадных глин значительно отличаются от спектров как нижней части этого горизонта, так и песка, подстилающего глины (см. фиг. 8). Содержание пыльцы древесных пород сократилось с 75—85 до 34—37% (Гричук, 1952). Содержание пыльцы травянистых растений увеличилось с 2—11 до 21—49%. С указанным изменением климата связано, очевидно, то понижение уровня моря в первой половине периода ингрессии, которое повлекло за собой, как указывалось выше, выход на поверхность некоторых площадей, покрытых шоколадными глинами, и размыв последних.

Собственно трансгрессивная фаза второй стадии трансгрессии хвалынского моря наступила на фоне все большего иссушения климата и оскепнения растительности. Уже к середине периода накопления верхнего песчано-суглинистого горизонта хвалынских отложений (см. фиг. 8) содержание пыльцы древесных пород в спорово-пыльцевом спектре уменьшилось до 3%, а пыльцы травянистых растений возросло до 55% (Гричук, 1952).

Причины повышения уровня и максимального разлива хвалынского моря в этот период для нас пока не совсем ясны. Можно было бы предположить, что повышение уровня произошло вследствие увеличения количества воды в Каспийском бассейне. Увеличение массы воды могло быть связано с таянием ледяного покрова. Но приток талых вод непосредственно в Каспий (через систему Волги) вызвал бы сильное опреснение бассейна. Этому противоречит то обстоятельство, что именно к трансгрессивной фазе второй стадии хвалынской трансгрессии приурочено наиболее пышное за весь хвалынский век развитие фауны моллюсков, связанное, очевидно, с повышением солености бассейна.

При таких обстоятельствах повышение уровня бассейна и одновременно увеличение его солености можно объяснить лишь предположением, что основная масса талых ледниковых вод поступала в Каспий через Черноморский бассейн.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

О существовании связи между Черноморским и Каспийским бассейнами в хвалынское время свидетельствуют, по данным Ю. З. Броцкого и М. В. Карандеевой (1953), морские хвалынские отложения, выстилающие Манычскую долину. Возможно, что в этот период в области Кума-Манычского пролива произошли движения, способствовавшие соединению бассейнов, а на Русской платформе одновременно с этим могли иметь место движения, обусловившие препятствие стока талых ледниковых вод в Каспийский бассейн через систему Волги. Исследования Г. В. Обедиентовой показали, например, что в течение всего четвертичного периода Самарская Лука в целом испытывала поднятие, особенно активное в ее восточной половине. В западной части произошло относительное погружение, но усилению стока по системе Волги оно способствовать, повидимому, не могло, так как, по заключению автора, проток Волги через западную часть Самарской Луки в четвертичное время не существовал — Волга с доакчагыльского времени течет через Жигулевские Ворота (Обедиентова, 1953).

Изложенные рассуждения объяснили бы повышение уровня Каспия в максимальный разлив влиянием климатических условий и геотектонических факторов.

Но предположение о притоке воды в Каспий из Черноморского бассейна не согласуется с некоторыми данными о соотношении уровней этих бассейнов. Хвалынское море обычно сопоставляется с новоевксинским бассейном (Двойченко, 1925; Варенцов, 1933). Береговая линия последнего нигде на Черноморском побережье не прослеживается выше 7—8—10 м абс. выс. Береговая линия хвалынского моря, как указывалось, располагается в северном Прикаспии на абсолютной высоте 48—50 м. Правда, правильность сопоставления хвалынского моря с новоевксинским также с полной ясностью никем не доказана. Кроме того, некоторые исследователи (Андрусов, 1918; Архангельский и Страхов, 1938) отрицают существование соединения новоевксинского бассейна с Каспийским.

Если принять точку зрения этих исследователей, то возможность притока талых ледниковых вод в хвалынское море через Черноморский бассейн отпадает. Тогда повышение уровня Каспия, которое не может быть объяснено и непосредственным притоком талых вод (этому противоречит увеличение солености бассейна), следует объяснить, повидимому, причинами геотектоническими.

Можно допустить, что вследствие тектонических движений сильно уменьшилась емкость впадины, вмещающей Каспийский бассейн, и трансгрессия произошла за счет разлива воды, выдавленной из впадины. Такое предположение для объяснения причины хвалынской трансгрессии выдвинул И. П. Герасимов (1937). С этим предположением согласуется и мелководный характер бассейна, существовавшего в период максимального разлива хвалынского моря (в отложениях этого периода широко распространены пески и суглинки и отсутствуют глины).

Кроме того, выше было указано, что трансгрессивная фаза второй стадии трансгрессии хвалынского моря наступала одновременно с увеличивающейся сухостью климата. В таких условиях было неизбежно большое испарение с поверхности мелководного бассейна. Этим и можно объяснить изменение режима бассейна — повышение его солености и, очевидно, температуры, в результате чего создались наиболее благоприятные за весь хвалынский период условия для развития фауны моллюсков.

Второе объяснение повышения уровня хвалынского моря и одновременного увеличения его солености кажется нам более вероятным. Но считать этот вопрос решенным нельзя. Правильное его решение требует дальнейших исследований.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ВЫВОДЫ

1. Палеогеографический анализ материалов, характеризующих строение и условия залегания толщи хвалынских отложений в северном Прикаспии, на территории, расположенной между долиной Волги и Хаки-Эльтонским прогибом, позволяет заключить, что геологическое развитие северного Прикаспия в хвалынский век происходило в несколько этапов, определивших закономерности в условиях залегания и распространения различных фаций хвалынских отложений.

2. В хвалынском веке выделяются две стадии трансгрессии — первая и вторая, разделенные стадией регрессии, в течение которой резко понизился базис эрозии, произошло переуглубление эрозионных ложбин и, вследствие активизации соляно-купольной тектоники в этот период,— углубление тектонических понижений и подчеркивание их в рельефе эрозионными формами.

3. Вторая стадия трансгрессии наступала в две фазы — ингрессивную, затопившую отрицательные формы рельефа, и собственно трансгрессивную, распространившуюся на всю территорию северного Прикаспия.

4. Соответственно этим основным этапам геологического развития, в стратиграфическом разрезе хвалынских отложений выделяются три разновозрастных горизонта, отличающихся один от другого литологическим составом, условиями залегания и характером встречающейся в них фауны моллюсков:

а) нижнехвалынский ($Q_{III}^{hv_1}$) — преимущественно песчаный горизонт с *Didacna ebersini* Fed. (in litt.) и др., соответствующий первой (максимальной) стадии хвалынской трансгрессии; отложения этого горизонта распространялись, повидимому, по всей территории северного Прикаспия; местами они уничтожены процессами денудации в период регрессии;

б) среднехвалынский горизонт — ($Q_{III}^{hv_2}$) — шоколадные глины с угнетенной фауной *Didacna protracta* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. и др., соответствующий ингрессивной фазе второй стадии хвалынской трансгрессии; шоколадные глины выполняют понижения древнего рельефа, затопленные морем в период ингрессии;

в) верхнехвалынский ($Q_{III}^{hv_3}$) — песчано-суглинистый — горизонт с наиболее хорошо развитой, разнообразной по видовому составу хвалынской фауной: *Didacna protracta* Eich., *Adacna plicata* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh. и др., соответствующий собственно трансгрессивной фазе второй стадии хвалынской трансгрессии. Распространение этого горизонта хвалынских отложений на территории северного Прикаспия точно нами пока не установлено. Пески в этом горизонте постепенно замещаются суглинками в направлении с севера на юг, по мере приближения к береговой линии.

5. Все три горизонта хвалынских отложений, выделенных нами по характеру содержащейся в них фауны, должны были бы в стратиграфическом расчленении П. В. Федорова называться раннехвалынскими. Мы называем их просто хвалынскими на том основании, что значительное различие в фауне ранне- и позднехвалынских отложений, объясняющееся, очевидно, очень длительным промежутком времени между периодами накопления тех и других, ставит под сомнение правильность отнесения отложений с *Didacna praetrigonoides* Nal. и *D.* ex. gr. *praetrigonoides* Nal. (позднехвалынских) к хвалынскому веку.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

6. Отложения никольской трансгрессии М. В. Карандеевой сопоставляются с позднехвалынской трансгрессией П. В. Федорова ошибочно, так как по фаунистической характеристике и по условиям залегания, очевидно, правильнее относить их к собственно трансгрессивной фазе второй стадии трансгрессии хвалынского моря.

7. Среднехвалынский горизонт — шоколадные глины — вследствие особенностей его залегания не является повсеместно распространенным горизонтом толщи хвалынских отложений. Распространение шоколадных глин подчинено определенной закономерности — они приурочены к понижениям рельефа, образовавшимся до наступления ингрессивной фазы второй стадии хвалынской трансгрессии и совпадающим большей частью с пологими понижениями современного рельефа.

Такой характер распространения шоколадных глин севернее той границы, до которой отступило море в стадию регрессии, наблюдается, вероятно, на всей территории между Волгой и Уралом.

Заключение о неповсеместном присутствии горизонта шоколадных глин на территории северного Прикаспия и выявление определенной закономерности в его распространении имеет практическое значение. В этих глинах на некоторых участках исследованного района обнаружены глубокие трещины, могущие повлечь за собой оплывные, просадочные и другие, связанные с трещиноватостью явления, осложняющие сооружение ирригационных систем. Там же, где трещин в глинах нет, они при набухании в условиях обводнения будут образовывать водоупорный горизонт, способствующий подъему уровня грунтовых вод, часто засоленных.

8. Трещиноватость в шоколадных глинах связана с отрицательными формами древнего рельефа, выполненными шоколадными глинами и совпадающими с понижениями современного рельефа. Эти понижения имеют первично тектоническое происхождение, связаны большей частью с соляно-купольной тектоникой и характеризуются тенденцией к погружению в настоящее время, тогда как расположенные по соседству повышения рельефа являются участками поднятия.

Изучение явлений трещиноватости показало, что они вызваны послехвалынским погружением отдельных впадин, развивавшихся по описанному типу. Трещины в шоколадных глинах развиты у бортов подобных впадин, выполненных этими глинами, и отсутствуют в их центральных частях. Они приурочены к зонам, переходным от поднятия к опусканиям, т. е. к зонам наибольшего тектонического напряжения.

Следовательно, ожидать глубокого растрескивания шоколадных глин следует на периферических частях понижений рельефа, обнаруживающих по геоморфологическим и географическим признакам тенденцию к погружению в настоящее время.

9. Причина своеобразного геологического развития территории северного Прикаспия в хвалынском веке заключается в сложном сочетании совместного влияния геотектонических и климатических условий.

Сопоставление условий залегания, характера распространения, а также литологического состава и фаунистической характеристики хвалынских отложений с палеоботаническими данными, характеризующими климатические условия, показывает, что основную роль в колебаниях уровня Каспия в хвалынский век, определивших геологическое развитие северного Прикаспия в этот отрезок времени, играли геотектонические причины. Изменения климата имели значение дополнительного фактора, ослабляющего или подчеркивающего влияние геотектонических условий.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. Взаимоотношения Евксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. — Изв. Акад. Наук, 1918.

Андрусов Н. И. О древних береговых линиях Каспийского моря. — Ежегодник по геол. и мин. России, 1940, т. 4, вып. 1—2.

Архангельский А. Д. К вопросу об истории послетретичного времени в низовом Поволжье. — Тр. Почв. ком., М., 1912, т. I, вып. 1.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1938.

Брюцкий Ю. З., Карандеева М. В. Развитие Западного Прикаспия в четвертичное время. — Вестник Моск. ун-та, 1953, № 2.

Варенцов М. И. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время. — Тр. II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1933, вып. 3.

Герасимов И. П. О значении эпейрогенических движений в развитии рельефа Прикаспийской и Западно-Сибирской низменности. — Изв. Гос. геогр. об-ва, 1936, вып. 5.

Герасимов И. П. Каспийское море в четвертичный период. — Тр. Сов. секции Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1937, вып. 3.

Герасимов И. П. Геоморфологические наблюдения в Прикаспии. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геогр., 1951, № 4.

Гричук В. П. Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 52, Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 7. М., 1952.

Двойченко П. Геологическая история Крыма. — Зап. Крымск. об-ва естествоиспыт., 1925, т. 8.

Доскач А. Г., Ларин Н. В., Левина Ф. Я. Пути улучшения хозяйственного освоения области бессточных рек Прикаспийской низменности. — Сообщения Комплексной экспедиции по вопросам полезащитного лесоразведения, вып. 1. М., Изд. Акад. Наук. СССР, 1952.

Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков низового Поволжья. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 4, вып. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.

Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. — Ученые зап. Моск. гос. ун-та, вып. 48, география. М., 1941.

Карандеева М. В. О новой трансгрессии Каспийского моря. — Вопр. географии, сб. 24, М., 1951.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Л., 1950.

Марков К. К. Новейший геологический период — антропоген. — Природа, 1953, № 3.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника северного Прикаспия. В сб.: «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности», М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 8. Изд. Акад. Наук СССР, 1949.

Николаев Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья. В сб.: «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности», М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953.

Николаев Н. И., Поляков В. В. Эпейрогенические движения в северном Прикаспии и значение кривой русел рек для их установления. — Пробл. сов. геол., 1937, № 3.

Обединентова Г. В Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие ее рельефа. — Тр. Ин-та геогр Акад. Наук СССР, т. 53. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 8. М., 1953.

Православлев П. А. К познанию геологического строения окрестностей Эльтонского озера. — Изв. Варшавск. ун-та, 1902, № 1.

Православлев П. А. К геологии Баскунчакского озера. — Изв. Варшавск. ун-та, 1903, № 1—6.

Православлев П. А. Материалы к познанию нижневолжских и каспийских отложений. 1. Астраханское Заволжье в пределах юго-восточной части 93-го и северо-восточной половины 94-го листов десятиверстной карты Европейской России. — Изв. Варшавск. ун-та, 1908, № 11.

Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. — Изв. Центр. гидромет. бюро, 1926, т. 6.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Православлев П. А. Современные движения земной коры в Понтокаспийской области. — Тр. III Всес. съезда геологов, вып. 1. Ташкент, 1930.
Семихатов А. Н., Страхов П. М. Геологическое строение окрестностей Баскунчака. — Изв. Геол. ком., 1929, № 4.
Семихатов А. Н. Материалы для геологии Баскунчакского озера. — Тр. Всес. геол.-развед. объед., вып. 284, Л., 1933.
Федоров П. В. О четвертичной истории Каспийского моря. — Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, т. 78, вып. 4.
Федоров П. В. Древнекаспийские береговые линии восточной части северного Прикаспия. — Докл. Акад. Наук СССР, 1950, т. 74, № 2.
Федоров П. В. О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. — Докл. Акад. Наук СССР, 1952, т. 85, № 1.
Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1948, № 5.
Шитиков М. Ф. Гидрогеологические исследования Баскунчакского района. — Тр. Главн. геол.-развед. упр., вып. 6. М.—Л., 1930.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

С. К. ГОРЕЛОВ и Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА РАЙОНА СТРОИТЕЛЬСТВА СТАЛИНГРАДСКОГО ГИДРОУЗЛА

В пределах Сталинграда, как и во всей переходной зоне между областью поднятия—Приволжской возвышенностью—и областью погружения—Прикаспийской низменностью,—широко распространены дизъюнктивные дислокации. Многочисленные сбросы и грабены образуют весьма сложную систему нарушений. Общие закономерности строения системы волжских сбросов были впервые намечены Н. С. Шатским в 1922 г. В то время составленная им схема расположения сбросов носила характер гипотезы, опиравшейся на сравнительно небольшой фактический материал. В настоящее время эта схема в значительной мере подтверждена данными детальных геологических съемок и бурения. Правильность представлений Н. С. Шатского подтвердилась открытием так называемого Большого Сталинградского сброса, совершенно не выраженного на поверхности (Попов, 1952).

Н. С. Шатский (1922) указал и время формирования дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья. В результате изучения геологического строения и геоморфологических особенностей Балыклейского грабена он сделал вывод о том, что образование этой структуры произошло в период между хазарским и ательским веками. Более молодые четвертичные отложения характеризуются ненарушенным залеганием. Таким образом, хвалынский век и современную эпоху следует считать периодом состояния Балыклейских дислокаций в относительно стабильном положении.

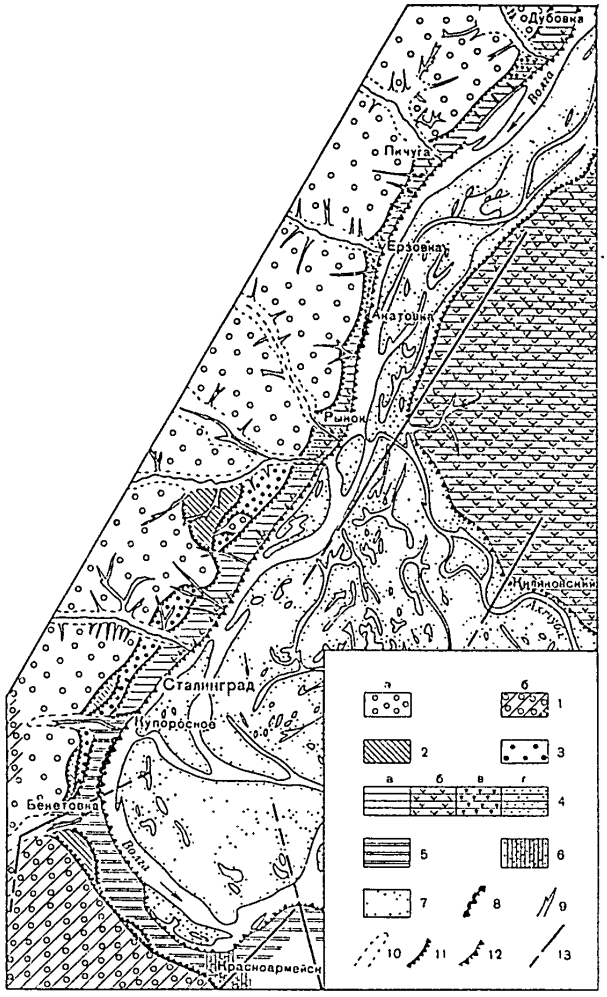
В районах балыклейских, щербаковских и некоторых других дислокаций проводились специальные геоморфологические исследования, при которых тщательно прослеживались высота и строение террас и денудационных поверхностей. Геоморфологические данные полностью подтвердили вывод Н. С. Шатского о наличии хазарской фазы образования дислокаций и об отсутствии сколько-нибудь заметных смещений по сбросовым трещинам в последующее время. Наметился также вывод о существовании более древней фазы дислокаций, относящейся к неогену и закончившейся ко времени отложения ергенинской толщи (Мещеряков, Обедиентова, Шукевич, 1954; наблюдения Горелова в долине р. Балыклейки).

При геологических исследованиях, предпринятых в связи со строительством Сталинградского гидроузла, изучению дизъюнктивных дислокаций было уделено большое внимание (Попов, 1952). В результате этих исследований геологами был сделан вывод, что в современную эпоху сталинградские сбросы не активны и в этом смысле не представляют опасности для строительства.

Учитывая большую важность вопроса и необходимость его всестороннего изучения, было признано необходимым провести, в дополнение

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



Фиг. 1. Схематическая геоморфологическая карта Сталинградского Поволжья

1 — склон Волго-Донского водораздела, сложенный ергенинскими песками: *а* — увалисто-балочный, *б* — слабоволнистый; *2* — структурная ступень майкопских глин; *3* — высокая (бакинская?) эрозионная терраса Волги, выработанная в бучакских песках палеоцена; *4* — хвалынская терраса: *а* — выработанная в верхнецаричинских отложениях, *б* — сложенная хвалынскими шоколадными глинами, *в* — сложенная песчано-галечной толщей ергенинского облика, *г* — сложенная зелеными песками с хвалынскими формами *Dreissensia*, *Didacna*; *5* — позднехвалынская терраса, сложенная пресноводными суглинками с *Planorbis*, *6* — песчаная сарпинская терраса; *7* — ступенчатая поверхность Волго-Ахтубинской поймы; *8* — береговые оползни; *9* — овраги; *10* — балки; *11* — уступы рельефа; *12* — обрыв волжского берега; *13* — сбросы.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

к геологическим исследованиям, изучение геоморфологических особенностей дизъюнктивных дислокаций Сталинграда. Методика исследований состояла в основном в изучении террас, которые, как известно, могут весьма чутко отражать новейшие и современные подвижки земной коры разрывного характера [1].

Геоморфологическими исследованиями необходимо было установить, не вызывают ли известные по геологическим данным дизъюнктивные дислокации деформаций поверхностей террас и определенных изменений в их строении. С соответствии с этой установкой в процессе полевых исследований составлялась схематическая геоморфологическая карта, на которой выделялись основные элементы рельефа (террасы) и отмечалось их внутреннее строение. В упрощенном виде эта схема представлена на фиг. 1.

В пределах Сталинграда наблюдения проводились обоими авторами совместно; наблюдения в районе с. Дубовка — пос. Средняя Ахтуба — г. Красноармейск сделаны С. К. Гореловым.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

По проектному заданию плотина будущей гидростанции пересечет р. Волгу севернее Сталинграда, в районе пос. Рынок.

Как и на других, более северных участках Нижнего Поволжья, склоны волжской долины имеют здесь различное геоморфологическое строение. Высокий правый берег интенсивно расчленен древней и современной эрозией. В стенках многочисленных глубоких оврагов, прорезающих склоны долины, видно, что основную роль в строении правого берега играют горизонтально залегающие слои палеогена. Здесь отчетливо выделяется ряд ступеней — террас. Низкая плоская поверхность левобережья почти не затронута эрозионными процессами. Судя по естественным обнажениям р. Ахтубы, балки Осадной и данным бурения, она сложена четвертичными отложениями.

По представлениям А. Д. Архангельского (1928) и П. А. Православлева (1900), в районе Сталинграда выделяются пойменная (8—10 м) и хвалынская (20—35 м) террасы Волги, а также ступенчатый склон Волго-Донского водораздела. По данным П. А. Православлева, хвалынская терраса правобережья Волги в свою очередь подразделяется на две ступени: так называемую Банновскую (Сталинград, абсолютная высота 60—65 м) и Елшанскую (балка Отрадная, абсолютная высота 43 м) террасы. Причины различия высот этих ступеней-террас он не рассматривает.

Е. В. Милановский (1930, 1940), Н. Н. Николаев (1935) и М. М. Жуков (1935, 1937) для Сталинградского Поволжья указывают пойменную (10 м), сарпинскую (неовюрмскую, 15 м) и хвалынскую (вюрмскую, 30 м) террасы. Е. В. Милановский допускает наличие на правом берегу миндельской террасы (цокольная терраса, 50—60 м). Но в этом районе, по его словам, к выделению террас следует подходить очень осторожно, так как в ряде мест хвалынские отложения в зоне прислонения поднимаются довольно высоко, переходя в абразионную террасу.

Некоторые авторы отмечают у Сталинграда террасы на высотах: 2—6 м (пойма), 14—30 м, 30—35 м, 60—90 м, 90—100 м и 120—135 м. По данным

[1] Например, в Избербаше, на западном побережье Каспийского моря, разрывной дислокацией затронута молодая терраса. Амплитуда смещения достигает 6 м (Брод и Успенская, 1937). В литературе отмечена также выраженность в рельефе многочисленных, весьма активных калифорнийских сбросов (Bucher, 1941).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

С. В. Лютцау (1952), на левом берегу Волги в районе Сталинграда выделяются пойма и две надпойменные террасы. Из приводимых им описаний видно, что вторая надпойменная терраса Волги есть, по сути дела, аккумулятивная поверхность хвалынского Каспия.

Таким образом, по важным для решения поставленной перед нами задачи вопросам о количестве, высотах, а также о возрасте и генезисе террас различные исследователи высказывают не всегда одинаковые суждения. Особенно слабо разработана проблема сопоставления террас Нижнего Поволжья с отложениями областей, подвергавшихся оледенению. Так, например, М. В. Карандеева (1951) считает, что вторую (15—17 м) террасу, которую А. Н. Мазарович (1932) и П. П. Николаев (1935) синхронизируют с валдайским (вюрмским) оледенением, правильнее сопоставлять с периодом московской стадии днепровского оледенения.

Ниже дается описание геоморфологических условий района Сталинграда по нашим представлениям. При этом рассматриваются главным образом лишь данные, необходимые для изучения вопроса об активности дизъюнктивных дислокаций геоморфологическим методом. Ввиду существенных различий, наблюдающихся в строении правого и левого берегов Волги, они описываются отдельно.

Правый берег Волги

Правый берег волжской долины изучался на отрезке с. Дубовка — г. Красноармейск. Как отмечалось, особенностью морфологии правого берега является его ступенчатость. В зависимости от геологического строения, а также количества и характера ступеней, изученный отрезок правого склона волжской долины можно подразделить на несколько участков с различным геоморфологическим строением: 1) с. Дубовка — пос. Рынок, 2) район Сталинграда, 3) пос. Бекетовка — г. Красноармейск.

Село Дубовка — пос. Рынок. В районе с. Дубовки отчетливо намечаются два высотных уровня: водораздельная ергенинская поверхность и терраса Волги.

Западнее с. Дубовки проходит обширная равнина, представляющая собой восточную часть Волго-Донского водораздела. Средние отметки ее превышают 100 м. Приводораздельная часть равнины имеет слабоволнистый рельеф. Приволжская часть представляет собой увалистую равнину, глубоко расчлененную балками. Склоны балок изрезаны оврагами (Кесь, 1949). Равнина сложена толщей ергенинских песков, которые обнажаются в многочисленных балках и оврагах.

Ергенинская толща состоит в этом районе из двух песчаных свит различного характера. Внизу залегают белые и зеленые тонкозернистые пески с лепестками слюды и зернами глауконита. Пески содержат тонкие горизонтальные прослои серо-зеленой глины и гальки. Видимая мощность свиты достигает 3 м. Над белыми и зелеными песками лежат пестроцветные (оранжевые, фиолетовые) грубые несортированные пески с включениями плитчатого ожелезненного песчаника. Толще свойственна грубая косая слоистость. Мощность верхней свиты от 8 до 14 м.

В большинстве случаев описанные песчаные толщи незаметно переходят одна в другую, но в средней части балки Песчаной и в ряде других обнажений Волго-Донского водораздела видно, что они иногда разделены промежуточным прослоем небольшой мощности (8—10 см) Прослой представляет собой конгломерат, образованный белыми и желтыми песками, перемятой серо-зеленой глиной и галькой местных пород. Местами в

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

прослое содержатся крупные обломки окремнелых деревьев. Наличие этого прослеживаемого на большом пространстве прослоя, который можно рассматривать в качестве базального горизонта, служит указанием на перерыв между отложением нижней и верхней песчаных толщ.

У западной окраины с. Дубовки восточный склон ергенинской равнины круто обрывается к поверхности волжской террасы. На этом участке правого берега терраса отчетливо делится на две ступени с относительными высотами 20 и 30—45 м[1]. Ступени разделяются пологим скатом. Поверхность 30—40-метровой ступени покрыта толщей серо-желтых косо- и горизонтально-слоистых песков, включающих прослои галечника и крупные линзы голубого кварцевого песка. Видимая мощность песков достигает 3—4 м. Среди галечника встречаются угловатые обломки ергенинских песчаников и окремнелого дерева. Пески плащеобразно покрывают верхнецарицынские слои палеогена, образующие цоколь террасы. Условия залегания и характер песков, а также состав галечникового материала говорят о местном происхождении песчаной толщи этой ступени.

Расположенная ниже 20-метровая ступень сложена хвалынскими шоколадными глинами, быстро выклинивающимися в направлении от Волги. Мощность глин резко возрастает к балке Дубовской, в которую они вложены. Интересно отметить фациальное изменение хвалынских шоколадных глин. В волжском обрыве 20-метровой ступени видно, как типичные плитчатые шоколадные глины в верхней части обнажений постепенно переходят в серо-зеленые пески с редкими прослойками темнокоричневой глины.

Южнее с. Дубовки правый берег волжской долины имеет примерно такое же строение. Вдоль крутого уступа ергенинской равнины продолжается неширокая (до 300 м), сравнительно плоская 30—40-метровая ступень. Ее поверхность выработана в верхнецарицынских слоях палеоцена. В районе с. Акатовки и балки Татаркиной на ней лежат пески, аналогичные дубовским.

У дер. Пичужинская и Пичуга 30—40-метровую ступень прорезают глубокие балки. Устьевые части балок выполнены значительной по мощности толщей хвалынских осадков. Строение хвалынских отложений на этом отрезке правого берега Волги в низовьях р. Пичуги следующее (сверху вниз):

Q_{IV}^{dl} Лессовидный суглинок, сильно измененный почвообразовательными процессами	2,0 м
Q_{III}^{hv} Серо-зеленые мелкозернистые пески с тонкими «примазками» шоколадной глины и фауной *Dreissensia polymorpha*, *Monodacna edentula*	2,0 м
Q_{III}^{hv} Жирные плитчатые шоколадные глины	5,5 м

Ниже описанных слоев, до уреза воды в р. Пичуге, лежат серовато-зеленые пески и песчаники верхнецарицынской толщи палеоцена. Видимая мощность 2,5 м.

Вложенные в балки хвалынские отложения образуют небольшие террасы, тыловой шов которых поднимается до отметки 20—25 м. Террасы прислонены к пологому скату 30—40-метровой ступени (тыловой край террасы поднимается до 50 м абс. выс.). В общем строение правого берега

[1] Все высоты указаны от уровня Волги. Отметки 30 и 40 м указывают относительную высоту бровки и тылового шва ступени. Высоты уступов измерялись рулеткой, высоты скатов — ватерпасовкой, с точностью до 1—2 м, с последующей проверкой по имеющимся съемочным материалам. Высоты тыловых краев террас определялись по этим же материалам.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

волжской долины у дер. Пичужинская и Пичуга такое же, как и в районе с. Дубовки.

У пос. Рынок берег Волги имеет две морфологически выраженные ступени. По западной окраине поселка проходит уступ описанной ергенинской ступени. Ее волжский склон сложен серией крупнозернистых несортированных пестрых песков (преобладают белые, желтые, фиолетовые и зеленые тона). Ниже ергенинской поверхности лежит слабонаклонная 30—40-метровая терраса, имеющая сложное строение. Непосредственно у Волги поверхность террасы сложена хвалынскими отложениями мощностью до 2,5 м. Остальная часть террасы выработана в бучакских песках, перекрытых полутораметровой толщей слоистого делювия (внизу грубая супесь мощностью 0,7 м; над ней светлобурый неслоистый суглинок мощностью 0,8 м). Делювий содержит линзы щебня местных пород.

Обнажения в склонах балки Сухая Мечетка позволяют определить характер строения толщи хвалынских отложений.

В устье балки хвалынские отложения представлены зелеными глауконитовыми песками (видимая мощность 3 м), над которыми лежат плитчатые шоколадные глины (5—6 м). Выше типичные хвалынские отложения постепенно переходят в серо-зеленую супесь с частыми прослоями коричневой глины. Подобное фациальное изменение хвалынских отложений происходит и в горизонтальном направлении. По мере удаления от Волги, морские шоколадные глины также переходят в описанную супесь и серые пески прибрежного (континентального) облика, причем соответственно уменьшаются мощности отложений и возрастает высота террасы.

Севернее балки Сухая Мечетка хвалынские отложения прислонены под острым углом к верхнецарицынским отложениям. Высота тылового шва шоколадных глин на этом отрезке 30—40-метровой террасы не превышает 30 м.

Из приведенного описания видно, что между с. Дубовкой и пос. Рынок на правом берегу волжской долины выделяются в основном две, а местами три ступени.

На всем протяжении прослеживаются ергенинская поверхность и 30—40-метровая терраса (с отметкой тылового шва до 50 м над ур. м.), к которой прислонены хвалынские шоколадные глины. Там, где эта терраса расчленена балками, хвалынские отложения образуют на их склонах узкие террасы высотой до 20 м.

Если иметь в виду, что уровень хвалынского моря в районе Сталинграда достигал 40—50 м, то описанная терраса Волги имеет, вероятно, хвалынский возраст, как это и указывает Е. В. Милановский (1940). Анализ строения террасы позволяет выделить в ней абразионную и аккумулятивную части, соответствующие ступеням 30—40 и 20 м. Косвенным подтверждением абразионного генезиса 30—40-метровой ступени может служить нахождение на ее поверхности переотложенных ергенинских песков.

Район Сталинграда. Геоморфологическое строение правого берега Волги ниже пос. Рынок, в пределах Сталинграда, заметно меняется. Возрастает количество ступеней, которых насчитывается здесь от трех до пяти. Непосредственно вдоль Волги продолжается 30—40-метровая терраса. На ней расположена основная часть города. Продолжается и получает широкое развитие также 20-метровая терраса. На западе 30—40-метровую террасу ограничивает сравнительно крутой уступ 70-метровой ступени, сложенной бучакскими песками. Небольшие разобщенные ступени рельефа на высотах около 80 и 90 м образуют киевские

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

мергели и майкопские глины (севернее балки Отрадной и в районе пос. Баррикады).

Все ступени расчленены многочисленными оврагами и балками. Овраги имеют большую глубину и обрывистые, местами осложненные оползнями склоны; в процессе развития они прорезали толщу шоколадных глин 30—40-метровой хвалынской террасы. Сталинградские овраги относятся к разряду активно растущих эрозионных форм, что необходимо иметь в виду при проведении практических мероприятий.

Морфология балок иная. Это «дряхлые» эрозионные формы с широкими днищами и сравнительно пологими задернованными склонами. Некоторые из них (например, балки Отрадная и Мокрая Мечетка) напоминают настоящие речные долины. В балки вложены хвалынские отложения, что явно указывает на их дохвалынский возраст.

Как и в пос. Рынок, основная часть 30—40-метровой террасы выработана в верхнецарицынских песках. Местами вдоль Волги к ней прислонены хвалынские шоколадные глины небольшой мощности (до 5 м). Кое-где на поверхности террасы (на высоте 40 м) сохранились отдельные пятна желтовато-зеленых горизонтально слоистых, сильно слюдистых песков, переполненных раковинками *Dreissensia polymorpha* (видимая мощность песков 1,5 м). Внешнее сходство этих песков с бучакскими отложениями (расположенной западнее 70-метровой ступени) позволяет предположить, что пески накопились в результате абразионной деятельности хвалынского моря. Напомним, что в районе с. Дубовки, где 30—40-метровая терраса непосредственно подходит к ергенинской ступени, на поверхности террасы были обнаружены пески, образованные, видимо, в результате переотложения ергенинской толщи.

70-метровая денудационная ступень, сложенная бучакскими песками, имеет сильно размытую поверхность. Она прослеживается в форме широких площадок, разделенных балками Сухая Мечетка и Мокрая Мечетка, р. Царицей, балкой Отрадной. Уступ ступени изрезан неглубокими короткими оврагами, опирающимися на поверхность 30—40-метровой хвалынской террасы.

Западнее бучакской ступени на высотах около 80 и 90 м наблюдаются небольшие наклонные денудационные площадки, образованные киевскими мергелями и майкопскими глинами. В северной части Сталинграда поверхность майкопской ступени незаметно сливается с пологим скатом водораздельной ергенинской поверхности. Южнее города уступ ергенинской ступени отчетливо выражен в рельефе (фиг. 2). Ступени, выработанные в толще палеогеновых отложений, являются скорее всего структурными формами рельефа, образование которых произошло в процессе денудации пород различной твердости. 30—40-метровая хвалынская терраса, а также бучакская, киевская и майкопская ступени продолжаются до балки Отрадной, где они, постепенно суживаясь, исчезают.

Южнее балки Купоросной появляется очень ровная поверхность 20-метровой террасы (фиг. 3), отделенной от 30—40-метровой хвалынской террасы Сталинграда крутым эрозионным уступом (см. фиг. 1). В районе балки Отрадной 20-метровая терраса сложена хвалынскими отложениями, над которыми лежит толща суглинков с пресноводной фауной. Толща имеет трехчленное строение (сверху — вниз):

Q_{IV}^{lal} Суглинок черный, неслоистый, трещиноватый. Содержит многочисленные известковистые включения (журавчики, белоглазка и т. п.). Мощность . . . . . 1,70 м

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Q^{lal}_{III} Суглинок бурый, плотный, с пятнами гумуса. Переполнен раковинами *Planorbis* . . . . . 1,50 м

Q^{lal}_{III} Суглинок серозеленый, пылеватый. Содержит ржавые пятна и прожилки гипса. Внизу переходит в слой серозеленой, сильно ожелезненной глины, переполненной друзами гипса . . . . 1,08 м

Ниже залегают хвалынские шоколадные глины (видимая мощность 2,5 м); еще ниже — осыпь.

В балке Купоросной последний слой отсутствует, а еще севернее суглинистая толща замещается серозелеными, слабо слоистыми песками (видимая мощность 2,0 м). Толща суглинков выполняет чашеобразное понижение в хвалынских глинах; генезис толщи, вероятно, озерно-аллювиальный.

На балке Купоросной можно наблюдать многочисленные разрезы, прекрасно вскрывающие общую картину фациального изменения хвалынских шоколадных глин в вертикальном и горизонтальном направлениях. Близ устья балки видны следующие слои:

Фиг. 2. Эрозионный уступ ергенинской поверхности между Сталинградом и пос. Бекетовка. Фото С. К. Горелова.

Q^{lal}_{IV} Суглинок коричнево-бурый, трещиноватый, сильно известковистый . . . . . 1,2 м

Q^{hv}_{III} Супесь серовато-зеленая, тонкозернистая, местами переходящая в зеленоватый песок. Содержит тонкие (до 10 см) горизонтальные прослои шоколадной глины. Общая мощность . . . . . 4,0 м

Q^{hv}_{III} Плитчатые шоколадные глины с редкими прослоями серо-зеленых песков . . . . . 0,5 м

Q^{hv}_{III} Плотные шоколадные глины . . . . . 1,5 м

Ниже — осыпь.

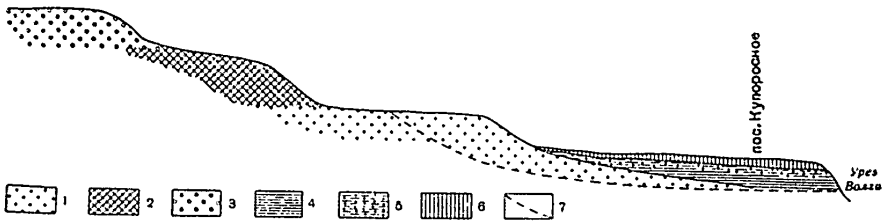
Примерно такая же картина фациального изменения шоколадных глин наблюдается и в горизонтальном направлении. Если двигаться от устья балки Купоросной к ее верховьям, то можно видеть, как типичные шоколадные глины постепенно переходят в серо-зеленую супесь (с редкими прослойками коричневой глины), а последняя — в пески.

Пос. Бекетовка — г. Красноармейск. Между Бекетовкой и Красноармейском вдоль Волги продолжается 20-метровая

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

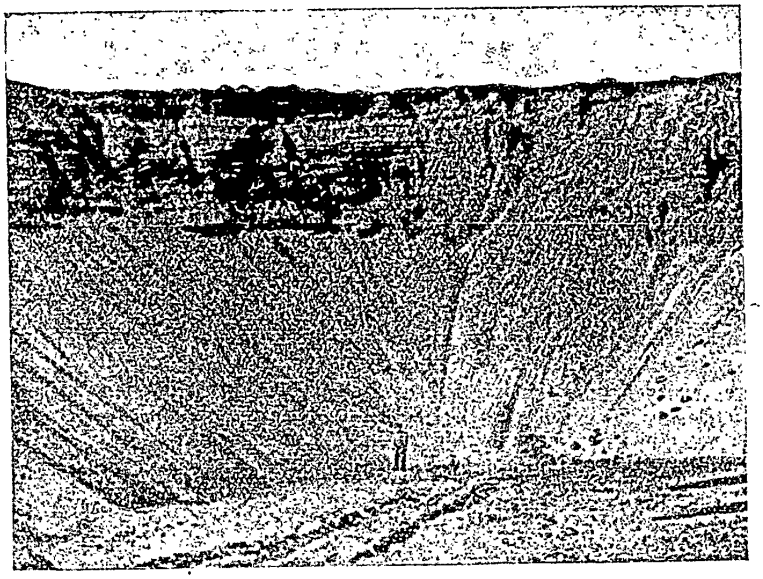
терраса. Морфологически — это широкая, слабо дренированная поверхность. Севернее Красноармейска поверхность 20-метровой террасы сильно заболочена.



Фиг. 3. Схематический поперечный профиль правого берега р. Волги в районе пос. Купоросное (составил С. К. Горелов).

1 — мечетинские (бучакские) пески; *2* — майкопские глины; *3* — ергенинские пески; *4* — хвалынские шоколадные глины; *5* — хвалынские супеси с прослоями шоколадной глины; *6* — пресноводные суглинки с *Planorbis*; *7* — тальвег оврага Купоросного.

Хотя высота террасы здесь та же, что и в районе балки Отрадной, но строение ее иное. В основании террасы залегают хазарские и ательские отложения. На неровной поверхности ательских суглинков ложит незначительная по мощности, сильно размытая толща хвалынских шоколадных глин. Ближе к балке Отрадной шоколадные глины совершенно выклиниваются. В районе впадения Сарпинской протоки в Волгу к хазар-



Фиг. 4. Ергенинские пески в стенке карьера близ пос. Бекетовки. Фото С. К. Горелова.

ским и хвалынским отложениям 20-метровой террасы прислонена толща серожелтых, диагонально-слоистых аллювиальных песков (видимая мощность 4 м). Пески образуют невысокую (14—15 м) плоскую террасу. Апа-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

логичные локальные террасовидные ступени можно наблюдать и в районе Сталинграда (например, устье балки Сухая Мечетка, южнее р. Царицы и др.). По данным Е. В. Милановского (1940) и М. М. Жукова (1937), образование этой террасы связано с существованием послехвалынской Сарпинской протоки Волги. Возраст 20-метровой террасы также следует определить, повидимому, как позднехвалынский. Формирование ее относится, вероятно, к одной из регрессивных стадий хвалынского моря южнее Сталинграда (Карандеева, 1952; Федоров, 1952).

Западнее 20-метровой террасы, как и в районе Сталинграда, здесь прослеживается узкая, сильно наклонная денудационная ступень, образованная майкопскими глинами. Относительная высота ступени 30—35 м. Ее более низкое положение по отношению к уровню Волги (30 м против 90 м в районе Сталинграда) объясняется влиянием Отрадненского сброса (см. фиг. 1), приподнятое крыло которого проходит по левому склону балки Отрадной. 30—35-метровая поверхность ограничена крутым и высоким уступом ергенинской ступени. Строение ергенинской толщи в районе пос. Бекетовки (фиг. 4) следующее (сверху вниз):

Q_{IV}	Суглинок бурый, неслоистый	2,0 м
N_2^1	Песок белый, тонкозернистый, горизонтально-слоистый, содержит мелкие линзы грубого, чистого кварцевого песка, рассеянные зерна глауконита и лепестки слюды	4,0 м
N_2^1	Песок светложелтый, мелкозернистый; в пределах горизонтальных слоев песка намечается слабая диагональная слоистость. Песок содержит слюду, крупные зерна глауконита и небольшие линзы крупного кварцевого песка. Видимая мощность	4,5 м

В верхнем слое наблюдаются многочисленные «фигурные» песчаниковые стяжения причудливой формы. Большинство из них имеет форму трубок, образовавшихся по корням растений, реже — форму овальных конкреций или ветвистых стяжений.

Кровля шоколадных глин на отрезке пос. Рынок — г. Красноармейск имеет следующие относительные высоты (в м):

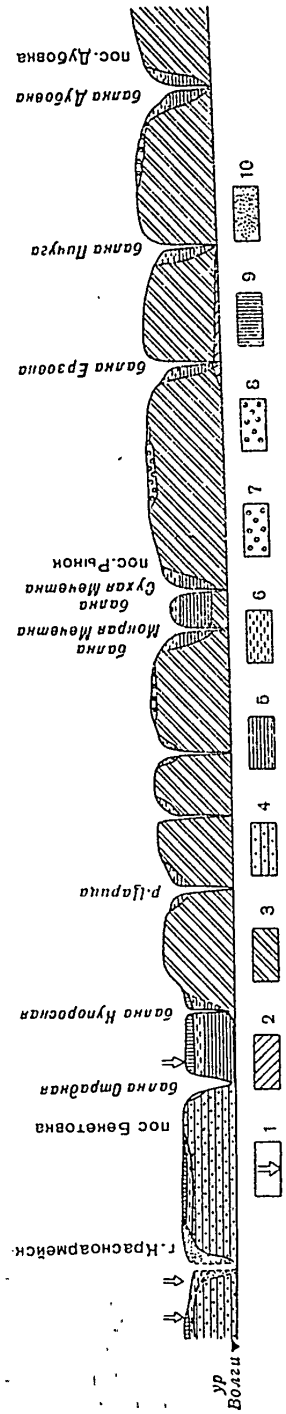
Пос. Рынок	28
Пос. Спартановка	30
Район Банного оврага	32
Сталинград	30
Балка Купоросная	18
Пос. Бекетовка	20
Район между пос. Бекетовкой и г. Красноармейском . . .	18
Лесобаза	20
Красноармейск	17

Из этих данных видно, что относительные высоты кровли шоколадных глин падают к югу от балки Купоросной, которая является как бы границей двух различных высотных уровней: 30—40- и 20-метровой террас. Отмеченное различие кровли хвалынских отложений в районе Сталинграда (30 м) и южнее балки Купоросной (20 м) можно объяснить следующим образом.

Из профиля (фиг. 5) видно, что хвалынская терраса правого берега Волги на отрезке пос. Дубовка — г. Красноармейск имеет различное строение. Между пос. Дубовкой и балкой Купоросной терраса имеет цоколь, выработанный в верхнецарицынских слоях палеоцена. Южнее ее, до г. Красноармейска, основанием террасы служат хазарские слои, причем кровля хазарских осадков лежит гораздо ниже кровли верхнецарицынских отложений. Очевидно, до начала хвалынской трансгрессии уже существовало

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



Фиг. 5. Схема строения хвалынской террасы правого берега р. Волги между пос. Дубовкой и г. Красноармейском.
(Составил С. К. Горелов).

1 — местоположение обросов (по данным бурения); *2* — пролейские пески; *3* — царицинские пески и песчаники; *4* — хазарские суглеи и суглинки; *5* — хвалынские шоколадные глины; *6* — хвалынские суглеи с прослоями шоколадных глин; *7* — переотложенные сарпинские пески; *8* — пески с фауной; *9* — послехвалынские озерные суглинки; *10* — аллювиальные пески Сарпинской террасы.

различие в высотах правого берега на отрезках к северу и югу от балки Купоросной. Естественно предположить, что отложения хвалынского моря, перекрыв плащеобразно эти неровности, получили различную высоту кровли. Подобное явление можно наблюдать и в северной части Сталинграда. Между балками Сухая Мечетка и Мокрая Мечетка хвалынские глины, образующие сравнительно широкую террасу, лежат на высоте 20 м; цоколь террасы здесь размыт. В районе же пос. Рынок и несколько южнее, где кровля верхнецарицынских слоев залегает выше, хвалынские отложения лежат на высоте 25—30 м.

Возможно, что падение относительной высоты кровли хвалынских глин между пос. Бекетовкой и Красноармейском может быть в некоторой мере связано и с последующим размывом этой толщи во время существования Сарпинской протоки Волги. О возможности размыва шоколадных глин южнее Сталинграда говорит наличие перекрывающих шоколадные глины отложений с пресноводной фауной в районе балки Отрадной и незначительная, резко изменчивая мощность шоколадных глин к югу от балки Купоросной по сравнению с более северными участками правого берега. Эрозионной деятельностью эпохи существования Сарпинской протоки объясняется, повидимому, и образование уступа между хвалынской и позднехвалынской террасами правого берега Волги севернее балки Купоросной (см. фиг. 1).

На изученном отрезке долины морфология прирусловой части правого берега в значительной степени определяется современной деятельностью Волги. Вследствие боковой планации и общего закона подмыва правых берегов, Волга интенсивно разрушает береговой уступ. Процесс разрушения берегового уступа наиболее ярко выражен в районе балки Отрадной. Здесь этот процесс усилен многочисленными оползнями, кото-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рыми затронуты хвалынские глины. Сквозные пещеры (фиг. 6), образующиеся в толще хвалынских отложений, также способствуют разрушению берега.

Интенсивность современного разрушения берегового уступа зависит от литологии слагающих его пластов. Царицынские отложения, содержащие горизонтальные прослои твердого песчаника, разрушаются меньше, чем хазарские супеси и хвалынские глины. Следует отметить и значение кривизны волжского русла. Там, где Волга круто поворачивает на юго-восток (район Красноармейска), вдоль правого берега формируется прирусловая отмель высотой до 5 м. Наличие песчаных подводных конусов на южном конце отмели, а также крупность донных наносов в этом районе показывают, что отмель постепенно растет. Это имеет значение для эксплуа-

Фиг. 6. Сквозная пещера в толще хвалынских шоколадных глин в районе пос. Купоросного. Фото С. К. Горелова.

тации Волго-Донского канала, головной шлюз которого выходит на Волгу южнее растущей прирусловой отмели.

Левый берег Волги

Геоморфологическое строение левого берега Волги менее сложно, чем строение правого берега.

На левом берегу выделяются поверхности хвалынской ступени и Волго-Ахтубинской поймы (см. фиг. 1). Средние относительные высоты этих поверхностей составляют соответственно 22 и 10 м. Поверхность хвалынской ступени левобережья Волги представляет собой слабо дренированную, очень плоскую первичную морскую аккумулятивную равнину. В сторону Волго-Ахтубинской поймы она обрывается крутым уступом.

На большом протяжении хвалынская ступень левого берега подмывается р. Ахтубой. В естественных обнажениях берегового уступа реки отчетливо прослеживается строение этой ступени. В основании ее залегают морские и континентальные хазарские и ательские слои. На неровной, слабо размытой поверхности ательских суглинков лежат хвалынские шоколадные глины. В некоторых обнажениях видно, что шоколадные глины выполняют древние понижения в толще ательских отложений.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Хвалынская терраса левого берега в устье балки Осадной состоит из следующих слоев (сверху вниз):

Q_{III}^{hv} Глина коричневая, плитчатая, жирная, с шоколадным оттенком 1,5—2,0 м

Q_{III}^{at} Суглинок бурый, комковатый, с сажистыми пятнами и известковатыми включениями . . . . . 2,5 м

Q_{II}^{hz} Песок серовато-желтый, тонкозернистый, кварцево-глауконитовый, горизонтально-слоистый . . . . . 4,5—5,0 м

Q_{II}^{hz} Песок серовато-желтый, тонкозернистый, горизонтально-слоистый. Содержит тонкие прослои бурой пластичной глины . . . . . 5,0 м.

Ниже — осынь.

Волго-Ахтубинская пойма относится к числу сложно построенных. В ее пределах выделяются низкая и высокая ступени. В пойме имеются многочисленные старицы и остатки древних прирусловых валов. Сложена она мощной толщей аллювиальных отложений. Среди аллювия преобладают песчаные слои, чередующиеся с выклинивающимися прослоями суглинков и погребенных почв. Погребенные почвы образуют три ясно выраженных волнистых горизонта, состоящих из сильно гумусированного плотного суглинка.

Возникновение Волго-Ахтубинской поймы в районе Сталинграда связано с перемещением русла Волги на запад. По данным бурения, под отложениями поймы обнаружена древняя долина Волги.

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ СТАЛИНГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Ряд дизъюнктивных дислокаций в пределах Сталинградского Поволжья изучен давно. В работах А. Д. Архангельского (1928) и Е. В. Милановского (1940) описаны крупные сбросы в балке Отрадной, у с. Олени, мелкие нарушения в долине р. Царицы и др. За последнее время в районе Сталинграда открыты новые крупные дислокации и выявлено большое количество небольших (по амплитуде и протяженности) сбросов, сопряженных, повидимому, с основными сбросами.

Как крупные, так и все небольшие дизъюнктивные дислокации коренных пород в районе Сталинграда имеют, повидимому, тектоническое происхождение. На это указывает отчетливо видимая взаимная связь разнообразных дизъюнктивных нарушений. Крупные сбросы сопровождаются обычно серией более мелких, причем ориентировка и прочие структурные особенности мелких сбросов аналогичны особенностям крупных сбросов. Так, среди сбросов преобладает близкое к меридиональному (волжское) направление, причем у всех сбросов, независимо от их амплитуды, опущено восточное крыло.

Наряду с преобладающим, «волжским» направлением (Большой Сталинградский сброс и сопутствующие ему нарушения), имеются сбросы, направленные под некоторым острым углом к Волге (Отрадненский сброс). Разнообразную ориентировку имеют сбросы, осложняющие Красноармейскую соляпокупольную структуру. Наличие куполовидных структур и является, повидимому, причиной уклонения сбросов от преобладающего, «волжского» направления.

Сталинградские сбросы не изолированные, а представляют собой часть системы дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья. Очевидно, для того чтобы понять характер сталинградских сбросов и произвести оценку их современной активности, необходимо изучить и другие дислокации

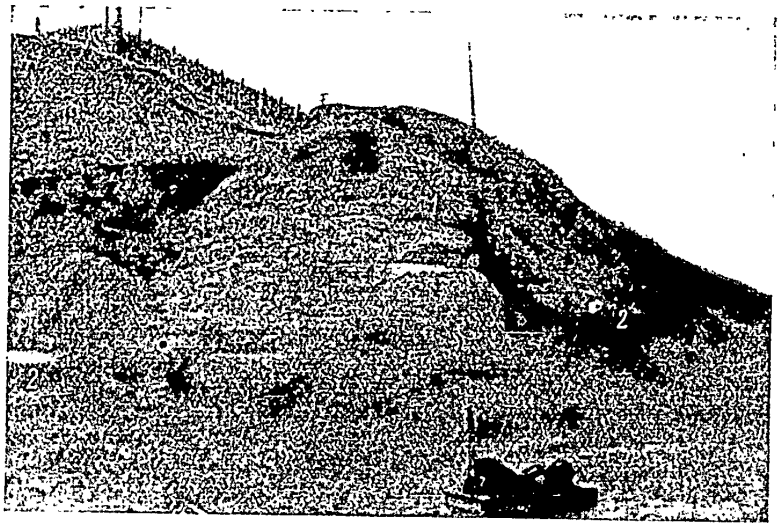
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Нижнего Поволжья. В настоящей статье изложены материалы исследования преимущественно сталинградских сбросов. Результаты изучения других дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья использованы как дополнительные материалы.

К числу сталинградских сбросов относятся: Большой Сталинградский сброс, Отрадненский сброс, серия красноармейских сбросов, сброс в районе пос. Средней Ахтубы, мелкие дизъюнктивные нарушения царицынских слоев в Банном овраге, в районе пос. Рынок и др. (фиг. 1 и 7).

Большой Сталинградский сброс проходит по левому берегу Волги. Бурением он прослежен на расстоянии нескольких километров. Параллельно главному сбросу наблюдается целая серия более мелких дизъюнк-



Фиг. 7. Дизъюнктивное нарушение палеоценовых отложений севернее Сталинграда. Фото С. К. Горелова.

1 — хвалынские шоколадные глины; *2* — прослои песчаника в толще верхнехвалынских песков.

тивных нарушений, которые являются, вероятно, осложнением основной дислокации. Западные крылья сбросов приподняты, восточные опущены. Амплитуда смещения слоев в главном сбросе превышает 150 м (Попов, 1952).

В рельефе Большой Сталинградский сброс не выражен. Сбросовая трещина прослеживается под поймой Волги, а севернее — под хвалынской террасой левого берега (см. фиг. 1). Этот сброс не сказывается ни на высотах, ни на строении поймы и террасы. Тем не менее направление долины Волги на рассматриваемом участке совпадает с направлением сброса и, несомненно, предопределено наличием дизъюнктивной дислокации.

Сталинградским сбросом затронуты четвертичные отложения бакинского и хазарского возрастов. Хвалынские отложения характеризуются уже ненарушенным залеганием. Это показывает, что выделенная Н. С. Шатским (1922), на основании изучения дислокаций в бассейне р. Балыклейки, хазарская фаза формирования дизъюнктивных дислокаций

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Нижнего Поволжья проявилась и в районе Сталинграда. В бассейне Балыклейки и в районе Сталинграда хвалынский век, а также, видимо, и современная эпоха являются периодом относительно стабильного состояния дизъюнктивных дислокаций.

Анализ геологических и топографических материалов показывает, что в рельефе не выражен не только Большой Сталинградский сброс, но и все другие дизъюнктивные дислокации левобережья. Невыраженность в рельефе левобережных дизъюнктивных дислокаций в районе Балыклея Н. С. Шатский связывал с неактивностью сбросов и объяснял тем, что «после образования этих дислокаций в течение долгого времени, в продолжение почти всего плейстоцена, на сбросовые обрывы этих смещений действовали и абразия Арало-Каспийского моря, и боковая эрозия Волги, которые, разрушая правобережье, как бы отодвигали линии сбросов вглубь Заволжья, покрывая их отложениями более молодого возраста, ательского и хвалынского века» (Шатский, 1922).

Это объяснение полностью приложимо и к району Сталинграда. Здесь бурением на левобережье Волги, как уже отмечалось, обнаружена древняя долина Волги. Таким образом, невыраженность в рельефе Большого Сталинградского сброса, как и более северных левобережных сбросов, объясняется миграцией Волги на запад, происходившей в четвертичное время в условиях относительной неподвижности дизъюнктивных нарушений.

На основании анализа материалов бурения, помимо хазарского этапа выделяется и другой, повидимому более длительный, этап формирования Большого Сталинградского сброса. Этот этап начался после отложения майкопской свиты и завершился ко времени отложения ергенинской толщи.

В течение ергенинского времени и в начале четвертичного периода (до начала хазарской фазы) тектонические движения в районе Сталинграда проявлялись лишь в форме медленных колебаний, не сопровождавшихся разрывными дислокациями.

Важно отметить, что доергенинский этап формирования дизъюнктивных дислокаций устанавливается также для щербаковских сбросов и Александровского грабена, однако не на основании геологических данных, а путем изучения геоморфологических особенностей местности. Таким образом, как геологические, так и геоморфологические данные свидетельствуют, что история развития дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья характеризуется наличием определенных фаз, или этапов активности, разделенных эпохами относительно спокойного состояния структур. Эти фазы проявлялись, видимо, не локально, но распространялись на значительные по площади территории.

Анализ строения рельефа в местах, где известны другие сбросы, подкрепляют выводы, полученные в результате изучения Большого Сталинградского сброса и, в частности, наиболее важный в практическом отношении вывод о неактивности сбросов в современную эпоху.

Так, западнее пос. Средняя Ахтуба проходит сброс, параллельный Большому Сталинградскому сбросу. В рельефе сброс не находит отражения. Линия его, как и линия главного сброса, проходит частью по пойме, частью по левобережной террасе, не оказывая какого-либо влияния на морфологию поверхности. Залегание хвалынских отложений в районе сброса не нарушено. Что касается хазарских отложений, которые обнажаются в излучине р. Ахтубы, то они под небольшим углом падают на восток (в пределах поднятого крыла). Однако при отсутствии материалов бурения этот факт не является еще доказательством в пользу дислоци-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рованности хазарских отложений, так как подобное смещение могло быть обусловлено подмывом р. Ахтубы и оползанием слоев.

Переходим к описанию сбросов, расположенных на правом берегу Волги. Несколько сбросов обнаружено в районе г. Красноармейска. Красноармейские сбросы имеют сложное строение. Они представляют собой серию ступенчато расположенных нарушений различной амплитуды и направления. Сбросами затронуты майкопские, бакинские и хазарские отложения. Бурение показало, что линии сбросов выходят на Волгу в районе головного плюза Волго-Донского канала, где развита обширная поверхность 20-метровой позднехвалынской террасы. Поверхность террасы и здесь не деформирована, а слагающие террасу с поверхности шоколадные глины залегают горизонтально. Трещин тектонического происхождения в хвалынских отложениях не наблюдается. Все это указывает на отсутствие молодых подвижек по сбросовым трещинам также и в районе Красноармейска.

Отрадненский сброс выходит на Волгу в 1 км севернее пос. Бекетовка. По Е. В. Милановскому (1940), линия сброса имеет простирание Ю.-З. 250°. Последующие работы показали, что в верховьях балки Отрадной линия сброса меняет направление с юго-западного на юго-юго-западное. В районе сброса майкопские и ергенинские отложения образуют единый высотный уровень, расчлененный балкой Отрадной. Сбросом, повидимому, затронуты отложения не моложе майкопских; ергенинские пески лишь выполняют неровности рельефа, созданные тектоническими движениями разрывного характера. В результате такого залегания ергенинских песков Отрадненская структура, подобно другим сталинградским сбросам, не представляет собой выраженного в рельефе сбросового уступа. Это объясняется, по всей вероятности, тем, что в верхнеплиоценовую эпоху формирование Отрадненского сброса уже прекратилось, и началось выравнивание рельефа.

Следует указать, что рассматриваемый сброс пассивно влияет на характер геоморфологического строения правого берега Волги в районе пос. Бекетовки, поскольку балка Отрадная заложилась на контакте между майкопскими и ергенинскими отложениями, параллельно линии сброса. Напомним также, что южнее линии сброса отсутствуют «киевская» и «бучакская» структурные ступени, а «майкопская» ступень прослеживается на 60 м ниже, чем в районе к северу от балки Отрадной.

Непосредственно у Волги линия Отрадненского сброса проходит по 20-метровой террасе. Точно так же, как и в районе Красноармейска, поверхность позднехвалынской террасы не деформирована. Однако, в отличие от районов Красноармейска, Большого Сталинградского сброса, Александровского грабена, здесь, повидимому, не затронуты сбросом и хазарские отложения.

Относительная стабильность Отрадненского сброса в хазарском веке, возможно, объясняется его особым направлением, отличным от ориентировки большинства других сбросов рассматриваемого района. Дизъюнктивные дислокации, которые, подобно Отрадненскому сбросу, формировались только в доергенинское время и не испытали подвижек в хазарском веке, известны нам лишь на территории к северу от бассейна р. Балыклейки (щербаковские сбросы и некоторые другие).

На правом берегу Волги, в районе пос. Рынок и в Банном овраге, мы наблюдали мелкие дизъюнктивные нарушения палеогеновых отложений [1]. Трещинами сбросов разбиты здесь песчано-алевритовые породы

[1] Сбросы указаны нам Ю. И. Пановым и Г. А. Бражниковым.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

с прослоями твердого песчаника (верхнецарицынский ярус). Амплитуды сбросов незначительны — от нескольких дециметров до 2—2,5 м.

Сбросовая трещина, видимая в Банном овраге, выходит на Волгу. Хвалынские шоколадные глины, перекрывающие слои с нарушенным залеганием, лежат горизонтально; сбросовая трещина в четвертичных отложениях не прослеживается.

Сбросы в районе пос. Рынок наблюдаются в стенках искусственных выемок. Сбросы расположены кулисообразно; по своему строению они напоминают Большой Сталинградский сброс (в миниатюре повторяют все детали главного сброса). Важно отметить, что толща слоистого делювия 30—40-метровой террасы, перекрывающая сбросовые трещины, не испытывает смещений. Каких-либо трещин в ней также нет. Таким образом, все эти дизъюнктивные нарушения, которые можно рассматривать в качестве осложнений на поднятом крыле Большого Сталинградского сброса, со времени формирования поверхности 30—40-метровой террасы сохраняли неподвижность.

Отсутствие в изученном районе признаков движений разрывного характера в период времени после хазарской фазы формирования дизъюнктивных дислокаций не означает, конечно, что здесь не было в это время движений земной коры иного характера. Повидимому, в течение всего четвертичного периода правобережье Волги, являющееся частью Приволжской возвышенности, характеризовалось тенденцией к поднятию, наметившейся здесь еще и в дочетвертичное время. Левобережная часть, принадлежащая Прикаспийской низменности, была областью преимущественного опускания. Переход от поднятия к опусканию происходил постепенно, в пределах определенной зоны (Николаев, 1949).

Движения такого характера отмечаются и для современной эпохи. Повторное нивелирование по линиям Сталинград — ж.-д. станция Лихая и Сталинград — ж.-д. станция Тихорецкая выявляет медленный перекос земной поверхности, связанный с поднятием Приволжской и Ергенинской возвышенностей. Величина этого перекоса составляет 0,1—0,2 мм/год на 1 км. По заключению специалистов, современные тектонические движения такой интенсивности не представляют какой-либо угрозы для возводимых в районе Сталинграда гидротехнических сооружений.

На фоне движений указанного характера происходит рост некоторых локальных (куполовидных) структур. Выше отмечалось, что 20-метровая позднехвалынская терраса к северу от Красноармейска имеет вогнутую, заболоченную поверхность. Это, быть может, является признаком медленного, постепенного подъема Красноармейского соляного купола. Поднятием Красноармейской структуры обусловлен, вероятно, и резкий юго-восточный изгиб Волги в этом районе (личное сообщение Г. А. Бражникова).

ВЫВОДЫ

1. Применение геоморфологического метода для изучения вопроса о новейшей активности дизъюнктивных дислокаций района строительства Сталинградского гидроузла потребовало предварительного анализа строения долины Волги. В пределах изученного отрезка Волжской долины на правом берегу выделяются: 20-метровая позднехвалынская аккумулятивная терраса, 30—40-метровая абразионно-аккумулятивная хвалынская терраса, а также несколько денудационно-структурных ступеней, образованных бучакскими, киевскими и майкопскими отложениями на высотах, соответственно, около 70, 80 и 90 м. Водораздельная поверхность,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

высотой свыше 100 м, сложена ергенинскими отложениями. На левом берегу развита широкая ступенчатая пойма и 22-метровая поверхность хвалынской аккумуляции.

Выделение поздне- и раннехвалынской террас в районе Сталинграда основано как на морфологических данных, так и на данных о строении толщи хвалынских отложений (Федоров, 1952). Среди хвалынских отложений изученного района выделяются три горизонта: нижнехвалынские пески, горизонт шоколадных глин и горизонт серозеленых песков с прослоями шоколадных глин.

Формирование поверхности 30—40-метровой террасы, на которой встречаются незначительные по мощности пески с хвалынской фауной, произошло под действием абразии моря в эпоху раннехвалынской трансгрессии. В дальнейшем, после отступания моря, был выработан уступ террасы, а поверхность ее прорезали балки. В последовавшую затем новую аккумулятивную фазу балки были частично заполнены шоколадными глинами и залегающими на них без перерыва серозелеными песками с прослоями глин. В результате сформировалась поверхность 20-метровой террасы, которая отчетливо видна в настоящее время на склонах балок в районе Сталинграда.

Следует отметить, что шоколадные глины и серозеленые пески выполняют углубления древнего рельефа и на более высоких уровнях. Шоколадные глины встречаются в небольших понижениях на поверхности 30—40-метровой террасы и местами прислонены к внешнему краю этой же террасы. Поскольку шоколадные глины и серозеленые пески нигде не поднимаются выше 30 м над Волгой, очевидно, что уровень моря в эпоху верхнехвалынской трансгрессии был ниже, чем в раннехвалынскую эпоху. Значительные колебания высотного положения шоколадных глин обусловлены только тем, что эта толща выполняет неровности древнего рельефа, и ни в коей мере не могут служить показателем новейших неравномерных движений земной коры.

Окончательное формирование поверхности как 20-метровой, так и 20—40-метровой террас следует датировать верхнехвалынским временем. Однако 30—40-метровая терраса, в целом, более древняя, так как ее основная абразионная часть сформировалась еще в раннехвалынское, возможно в хазарское время.

2. В изученном районе отсутствуют деформации поверхностей террас и изменения в их строении, которые могли бы служить признаками молодых дислокаций разрывного характера. Таким образом, данные, полученные методом геоморфологического анализа, полностью подтверждают сделанный ранее геологами вывод о неактивном состоянии сбросов района строительства Сталинградской ГЭС в современную эпоху (Попов, 1952, и др.).

Современные движения земной коры, проявляющиеся в районе Сталинграда, отличаются небольшой интенсивностью и не могут оказать неблагоприятного влияния на устойчивость гидротехнических сооружений.

Отсутствие разрывных движений в хвалынский век и в современную эпоху свойственно не только системе сталинградских сбросов, но и всему Нижнему Поволжью. Показательно, что хвалынская терраса правобережья Волги на всем протяжении от Сталинграда до Саратова не испытывает тектонических нарушений дизъюнктивного характера. Относительные высоты террасы постепенно уменьшаются на север, соответственно подъему продольного профиля Волги (Милановский, 1940; Лютцау, 1952).

3. Как геологические, так и геоморфологические материалы позволяют сделать вывод, что формирование дизъюнктивных нарушений Ниж-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

него Поволжья происходило в определенные фазы, или этапы, разделенные периодами накопления тектонических напряжений. Выделяются доергенинский и хазарский этапы активности дизъюнктивных дислокаций. Доергенинский этап приходится на период между эпохой формирования майкопской свиты и временем отложения ергенинской толщи. Эпоха отложения ергенинской толщи, а затем послехазарская эпоха (начиная с ательского времени — см. Шатский, 1922) являются периодами, когда проявлялись лишь медленные колебательные движения.

Доергенинская фаза формирования сбросов Нижнего Поволжья, видимо, более сильная, чем хазарская. Нарушения, относящиеся к доергенинской эпохе, отмечаются для всех известных в настоящее время крупных дизъюнктивных нарушений Нижнего Поволжья. Есть основания предполагать, что третичный период (и особенно миоцен и нижний плиоцен), когда произошло образование крупных дизъюнктивных нарушений в некоторых других частях Русской платформы и на Урале (Вахрушев, 1949; Люткевич, 1953), является также и временем возникновения системы волжских сбросов.

Возникновение сбросов на восточном склоне Приволжской возвышенности, возможно, следует связывать с той перестройкой тектонического режима, которая произошла здесь в конце олигоцена —начале миоцена. С этого времени кайнозойский прогиб — Ульяновско-Саратовская (Волжская) синеклиза — был вовлечен в поднятие, в результате чего уже ко времени акчагыльской трансгрессии на месте прежнего прогиба была сформирована Приволжская возвышенность — крупная морфоструктура с обращенным рельефом (Кесь, 1949; Мещеряков, 1950).

В хазарское время подвижки испытали не все дизъюнктивные дислокации, входящие в систему волжских сбросов. Имеющиеся данные позволяют предположить, что хазарской фазой были затронуты лишь сбросы, расположенные наиболее близко к бортам Прикаспийской впадины. Сбросы, расположенные на большем удалении (к северу и к западу) от бортов впадины, в четвертичное время подвижек не испытали. Некоторое влияние на характер развития дизъюнктивных дислокаций, возможно, оказывали также ориентировка и амплитуда сбросов.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 94. — Тр. Геол. ком., Л., 1928, вып. 155.

Бродский И. О. и Успенская Н. Ю. Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. — Нефтяная экскурсия. Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР, вып. 3. М.—Л., 1937 (Междунарди. геол. конгресс, XVII сессия).

Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР, т. I. Саратов, 1949.

Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 4, вып. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.

Жуков М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1937, № 3.

Инженерно-геологические исследования для гидроэнергетического строительства, т. I, М., 1950.

Карандеева М. В. О новой трансгрессии Каспийского моря. В кн. «Вопросы географии», сб. 24, М., 1951.

Карандеева М. В. Вопросы палеогеографии западной части Прикаспийской низменности. — Ученые зап. Моск. ун-та, вып. 160, т. 5. М., 1952.

Кесь А. С. Геоморфологическое разделение Приволжской возвышенности и его палеогеографическое обоснование. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 43. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 2. М.—Л., 1949.

Леонов Г. П. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношение с соответствующими образованиями бассейнов рек Дона и Днепра. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, № 4.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Люткевич Е. М. и Пейсик М. И. О последевонских тектонических движениях в области Латвийского прогиба. — Докл. Акад. Наук СССР, 1953, т. 88, № 5.

Лютцау С. В. Новые данные по геоморфологии волжских террас района Сталинградского водохранилища. — Вестник Моск. ун-та, 1952, № 10.

Мазарович А. И. Террасы Волги и четвертичные отложения заволжских степей. — Информ. бюлл. Бюро Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1932, № 3—4.

Мещеряков Ю. А. О морфологической структуре северо-запада Русской равнины. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геогр. и геофиз., 1950, № 5.

Мещеряков Ю. А., Обеденитова Г. В., Шукевич М. М. Некоторые геоморфологические особенности районов дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 58. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 10. М., 1954.

Милановский Е. В. Геология Волго-Донского водораздела. Ростов-на-Дону. 1930.

Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.—Л., 1940.

Можаровский Б. А. Краткий геологический очерк долины р. Волги на плесе г. Хвалынск. — г. Сталинград. — Нижневолгопроект, вып. 5. М.—Л., 1935.

Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 4, вып. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 8. Изд. Акад. Наук СССР, 1949.

Попов И. В. Советская геология на службе великих строек коммунизма. — Природа, 1952, № 10.

Православлев П. А. Геологические наблюдения на правом берегу Волги между Камышином и Каменным яром.—Тр. Варшавск. об-ва естествоиспыт., 1900, т. 10.

Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Прикаспийской впадины. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, № 3.

Чепрасов А. Ф. Оползни в каспийских отложениях района г. Сталинграда.— Вопр. гидрогеол. и инж. геол., сб. 12. М., 1949.

Шатский Н. С. Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации южного Поволжья. — Вестник Моск. горной акад., 1922, т. I, вып. 1.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1948, № 5.

Bucher W. H. The deformation of the earth's crust (an inductive approach to the problem of diastrophism). Princeton, 1941.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

М. К. ГРАВЕ

СЕВЕРНАЯ ПОДГОРНАЯ РАВНИНА КОПЕТ-ДАГА И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ЮЖНОЙ ЧАСТЬЮ НИЗМЕННЫХ КАРА-КУМОВ

Подгорные равнины Копет-Дага издавна были областью сельскохозяйственного освоения. Плодородные почвы и благоприятные климатические условия способствуют разведению здесь длинноволокнистого хлопчатника, лечебных сортов винограда, многочисленных плодовых и масличных культур. Наличие достаточного количества воды, которое можно получать при помощи каналов из Аму-Дарьи или используя местные ресурсы, открывает перспективу создания непрерывного ирригационного пояса вдоль всего Копет-Дага.

В связи с этим большой интерес приобретает характеристика физико-географических особенностей Прикопетдагской зоны, в том числе рельефа и его развития, современных геоморфологических процессов, литологии пород, слагающих равнину, условий не только поверхностного, но и подземного дренажа и т. д.

Автору в течение трех лет (1950—1952 гг.) пришлось заниматься геоморфологией прикопетдагских районов по заданию Института географии и Арало-Каспийской экспедиции Академии Наук СССР. Некоторые научные итоги этой работы и изложены в данной статье.

В настоящей статье мы рассматриваем южную часть Туркменской ССР, лежащую у подножия относительно невысокого хребта Копет-Даг, который входит в систему Туркмено-Хорасанских гор. Вдоль простирания Копет-Дага, начиная от р. Теджен на юго-востоке до хр. Малый Балхан на северо-западе, вытянута его подгорная равнина. В отличие от подгорной равнины, окаймляющей западные отроги Копет-Дага, обращенные в сторону Каспийского моря, эту часть ее мы называем северной подгорной равниной. На севере она граничит с песчаной пустыней Низменных Кара-Кумов и дельтой р. Теджен, частично также покрытой песками.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДГОРНОЙ РАВНИНЫ

Географическое положение подгорной равнины Копет-Дага в зоне среднеазиатских пустынь определяет характер и направление протекающих здесь процессов рельефообразования.

Малое количество осадков (менее 200 мм) с резкими весенними максимумами, разреженный растительный покров, а местами его полное отсутствие, большие суточные и годовые колебания температур — все это способствует интенсивному проявлению механического выветривания

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

горных пород и периодическому, подчас весьма обильному сносу с гор обломочного материала. К процессам механического выветривания и эрозии, легко разрушающим не защищенные растительностью склоны, присоединяется воздействие ветра, а также химическое действие солей, выпотевающих на поверхности и превращающих плотные суглинистые и глинистые породы в пухлую пылеватую массу.

Выпадающие весной осадки обеспечивают значительные размеры сезонного поверхностного стока. Быстро иссякая при выходе из гор, бурные временные потоки сгружикают у подножия возвышенностей громадное количество продуктов разрушения и создают конусы выноса, которые, сливаясь, образуют непрерывную полосу прикопетдагской подгорной равнины.

Отличительная особенность подгорной зоны Копет-Дага состоит в том, что будучи более круто наклоненной в направлении, перпендикулярном к горам, в сторону песчаных пространств Кара-Кумов, она вместе с тем полого снижается с юго-востока на северо-запад, вдоль простирания передовых горных хребтов. Эта особенность делает возможной самотечную подачу воды из Аму-Дарьи вдоль всего Копет-Дага путем выведения ее к подгорной равнине с севера или с востока. Некоторым своеобразием обладает участок между г. Кизыл-Арват и ст. Бами, где имеются уклоны, направленные с северо-запада на юго-восток.

Прикопетдагская равнина, взятая в целом, отчетливо делится на две основные части — южную и северную. В пределах каждой из них рельеф и литология пород, слагающих поверхность, неразрывно связаны между собой и имеют поясной характер. Связь рельефа и литологии отчетливо проявляется в том, что чем мельче обломочный материал, тем соответствующая часть равнины положе и, как правило, слабее расчленена.

Южная полоса равнины, прилегающая к горам и предгорьям, сложена преимущественно щебнисто-галечниковым материалом и сформирована хорошо выраженными в рельефе крутыми верховьями конусов выноса. Эта часть представляет собой наклонный волнистый пролювиальный подгорный шлейф. Основные его неровности обусловлены чередованием выпуклых конусов выноса и межконусных понижений. Русла потоков, питающихся в горах, прорезают шлейф на довольно значительную глубину и в виде хорошо локализованных эрозионных борозд веерообразно расходятся от вершины каждого конуса

К северу подгорный шлейф становится более пологим и постепенно переходит в аллювиально-пролювиальную плоскую собственно подгорную равнину. Последняя образована распластанными периферическими частями конусов выноса, сливающихся между собой и постепенно теряющих свои характерные очертания. Здесь господствуют супесчано-суглинистые и глинистые, обычно лёссовидные отложения — «хвосты» пролювиального выноса, смешанные с аллювием горных речек. По мере удаления от гор эти осадки делаются все более тонкими, и все более пологой становится поверхность равнины. На границе с песками Кара-Кумов уклоны, направленные от гор, по существу исчезают. В весенние месяцы здесь скапливаются силевые воды, местами образуются мелкие, но обширные временные озера, в которых отлагается наиболее тонкий глинистый материал.

Поверхность плоской аллювиально-пролювиальной равнины изрезана большим количеством русел, морфология которых различна и определяется в первую очередь размерами и характером водосборов. В зависимости от этого выделяются два типа русел: а) заполняющихся водой,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

которая во время ливней стекает с гор, и б) собирающих атмосферные осадки в пределах суглинистой подгорной равнины.

Русла первого типа врезаны на значительную глубину, четко отграничены отвесными бортами, обычно имеют одну-две террасы, извилисты, прослеживаются на значительном протяжении. Как правило, потоки, текущие по таким руслам, большого количества притоков на равнине не получают. Наоборот, во время весенних паводков вода переполняет русла и местами растекается из них «пластовыми» потоками.

Русла второго типа врезаны очень неглубоко. Они получают, особенно в верховьях, массу мелких притоков, не террасированы. В плане русла прямолинейны и многократно ветвятся.

Детальные исследования показали, что глубина врезания и плановое расположение русел обоих типов в некоторых случаях зависят не только от условий питания. Иногда наблюдаются аномальные явления, тщательный анализ которых указывает на влияние новейших тектонических движений, происходящих на подгорной равнине в связи с формированием погребенных куполообразных поднятий. В пределах одного из таких поднятий по косвенным признакам удалось определить абсолютную скорость вертикальных движений, которая составляет около 1 мм в год.

Кроме описанного выше подгорного шлейфа, формирующегося на наших глазах, в предгорьях Копет-Дага выделяется более древний, во многих местах приподнятый — предгорный шлейф. Он сохранился лишь в виде относительно небольших участков и представляет собой наклонную слабоволнистую денудационно-аккумулятивную поверхность, в верхней части примыкающую к горам. Эта поверхность срезает вершины предгорных холмов под один уровень, снижающийся в сторону подгорной равнины. Предгорный шлейф сложен довольно плотно сцементированным пролювиальным щебнем и галечниками. В настоящее время эта поверхность подвергается интенсивному эрозионному расчленению и образует плоские водоразделы между долинами речек, стекающих на север. Древний шлейф хорошо развит только в западной части Копет-Дага, где по отношению к долинам, имеющим обычно четыре террасы, он может рассматриваться как наиболее высокая пятая терраса. В центральном Копет-Даге предгорный шлейф встречен в виде небольших, высоко поднятых площадок, в восточном — он полностью отсутствует. В то же время весьма значительная мощность отложений в пределах подгорной равнины восточного Копет-Дага, превышающая мощности отложений в более западных частях территории, а также наличие грубообломочного материала на большой глубине под мелкоземистыми отложениями указывают на возможность захоронения древнего пролювия под более поздними пролювиальными наносами

Промежуточное положение между древним — предгорным — и современным — подгорным шлейфом занимают участки конусов выноса, в отличие от современного шлейфа имеющие более высокий гипсометрический уровень. В этих участках накопление пролювиального материала сейчас не происходит, хотя они и наблюдаются в устьях долин, севернее полосы предгорий. Такие участки глубоко прорезаны долинами речек, сохраняющих здесь, уже за пределами горных склонов, две нижние террасы (I и II). Поверхность более высоких конусов генетически соответствует верхним (III и IV) террасам. Эродированные участки конусов образуют плосковершинные останцы, возвышающиеся над современным подгорным шлейфом. Современные конусы выноса, отвечающие двум нижним террасам, вложены своими вершинами в более высокие и, очевидно, более древние конусы, перекрывают их в низовьях и, следова-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

тельно, имеют несколько меньшие углы наклона, чем более древние конусы.

ВОЗРАСТ ПОДГОРНОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С НИЗМЕННЫМИ КАРА-КУМАМИ

Определение возраста северной подгорной равнины Копет-Дага и стратиграфического положения слагающих ее осадков представляет значительные трудности. Как известно, пролювиальные отложения крайне бедны остатками фауны, причем последняя представлена главным образом наземными или пресноводными формами, мало говорящими о возрасте вмещающих пород. В частности, из наших сборов И. М. Лихаревым определены *Helicella derbentina* Andrus., *Subzebrinus potatiniacus* Anc., *Succinea pfefferi* Rossm. (наземные), *Melanopsis praerosa* L., *Galba truncatula* Müll. и другие представители фауны, широко распространенной и в настоящее время. Литологические отличия разновозрастных пролювиальных толщ незначительны, поскольку области сноса и условия осадконакопления в пределах подгорной равнины Копет-Дага существенных изменений на протяжении четвертичного периода не претерпевали. Следует также учесть отсутствие в Копет-Даге признаков оледенения и ледниковых отложений, сопоставление с которыми нередко позволяет однозначно определить возраст и других типов осадков.

В результате, при решении вопроса о возрасте подгорной равницы, в одних случаях наиболее верным путем оказывается установление соотношения подгорных отложений с фаунистически охарактеризованными морскими осадками или с континентальными образованиями, возраст которых достаточно четко установлен в соседних районах; в других случаях на помощь приходит анализ рельефа подгорных равнин, сопоставление конусов выноса с террасовым комплексом долин и денудационными уровнями в горной части территории.

В связи с изложенным, с целью выяснения возраста подгорной равнины рассмотрим особенности соотношения северной подгорной равнины Копет-Дага и Низменных Кара-Кумов. Несмотря на внешнее впечатление, что северная подгорная равнина на всем протяжении граничит с генетически единой областью Кара-Кумов, причем эта граница совпадает с кромкой эоловых песков, — действительная картина оказывается значительно сложнее.

Многочисленными исследователями установлено, что в первой половине четвертичного периода по Низменным Кара-Кумам протекала пра-Аму-Дарья, до начала хвалынской трансгрессии впадавшая в Каспийское море, а затем повернувшая на север. Одним из ее крупных левых притоков, повидимому, был древний Теджен. Обширная депрессия Низменных Кара-Кумов была заполнена мощной толщей осадков пра-Аму-Дарьи, известных под названием каракумской свиты. Возраст свиты достаточно уверенно может определяться как бакинско-хазарский. Эти отложения формируют песчаную аллювиальную равнину, поверхность которой в настоящее время преобразована эоловыми процессами. Западная часть этой равнины вместе с северо-западной окраиной подгорной равнины Копет-Дага до абсолютной отметки 48 м покрывалась водами хвалынского моря, следы которого мы находим в виде остатков береговых галечниковых валов у подножий гор и раковин морских моллюсков, рассеянных в песках и на поверхности такыров примерно до меридиана немного восточнее г. Кизыл-Арват.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Наши работы показали, что лишь западнее меридиана Ашхабада подгорная равнина непосредственно соприкасается с древнеаллювиальной равниной пра-Аму-Дарьи, сложенной каракумской свитой. В восточной части территории наземная, видимая граница свиты «оттеснена» далеко к северу древней дельтой Теджена (см. ниже). Между Ашхабадом и Бахарденом наиболее южные выходы каракумской свиты отвечают так называемой зоне южных шоров. Только к западу от Бахардена каракумская свита обнажается на поверхности вплоть до южного края эоловых песков и даже южнее последних — на меридиане ст. Бами.

Поэтому далеко не везде наблюдается совпадение границы подгорной равнины с окраиной эоловых песков [1]. К востоку от Ашхабада подгорная равнина под покровом эоловых песков достигает древней дельты Теджена. Между Ашхабадом и Бахарденом периферия мощных конусов выноса подгорной равнины прослежена под эоловыми песками до зоны южных шоров. Западнее ст. Бами подгорная равнина действительно ограничивается кромкой эоловых песков и местами, вдаваясь заливами на север, даже погребает пески под своими осадками.

Подземный контур каракумской свиты на протяжении подгорной равнины Копет-Дага в общем повторяет изгибы видимой границы аллювия пра-Аму-Дарьи, но подходит значительно ближе к горам, чем видимая граница. Каракумская свита подстилает северную и западную окраины древней дельты Теджена, обнаруживается под суглинками подгорной равнины южнее зоны шоров, на меридиане Бахардена вскрывается под пролювием к югу от границы эоловых песков. В западном Копет-Даге, как впервые установил А. А. Ямпов, каракумская свита подстилает всю периферию подгорной равнины, а в районе Бами — Кодж распространяется и до предгорий.

Имеющиеся факты, как это было отмечено и до нас, указывают на молодой — верхнечетвертичный возраст аллювиально-пролювиальных отложений подгорной равнины. Об этом говорит не только подстилание их каракумской свитой, но и наблюдающийся в некоторых местах на периферии западной части подгорной равнины контакт взаимного вклинивания пролювиальных отложений с фаунистически охарактеризованными хвалынскими морскими отложениями. На этом основании вся северная подгорная равнина Копет-Дага может рассматриваться как верхнечетвертичная.

Приподнятый предгорный шлейф, несомненно, имеет более древний возраст. Еще у А. Д. Нацкого (1915) имеются указания на наличие высоких уровней («террас») в предгорьях северо-западной оконечности Копет-Дага. Эти поверхности покрыты брекчией и суглинками, налегающими на сильно эродированные породы акчагыла. Е. М. Великовская (1947), ссылаясь на данные геологов Н. П. Васильковского, М. П. Сукачевой и других, сообщает о выделении среди пролювиальных накоплений в предгорной части Копет-Дага, между станциями Бами и Арчман, древнего дислоцированного и недислоцированного пролювия. Этот древний пролювий слагает упоминавшийся нами предгорный шлейф. Имеются данные о прислонении древнего пролювия к останцам, сложенным надакчагыльскими (верхнеплиоценовыми) конгломератами. Все это позволяет определить возраст предгорного шлейфа как нижнечетвертичный.

---

[1] На схеме Б. А. Федоровича (1935) «зона подгорного выноса» между Ашхабадом и Кизыл-Арватом распространяется значительно севернее границы эоловых песков. Новые данные позволяют в настоящее время развить и уточнить это представление.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

К среднечетвертичному шлейфу мы условно относим остатки конусов выноса, соответствующих верхним (III и IV) террасам долин. Поскольку нижние террасы (I и II) генетически связаны с подгорной равниной, имеющей верхнечетвертичный возраст, а наиболее высокая — водораздельная терраса (V) представляет собой нижнечетвертичный предгорный шлейф, среднечетвертичный возраст конусов, примыкающих к предгорьям с севера, но лежащих выше современного подгорного шлейфа, представляется наиболее вероятным.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Не ставя перед собой задачу рассмотреть все основные процессы рельефообразования, свойственные подгорной равнине, остановимся лишь на двух из них — селевых и суффозионно-просадочных процессах.

Прикопетдагская зона характеризуется широким развитием селей. Последние заметно отличаются от грязе-каменных потоков, известных в Закавказье, Тянь-Шане и других местах под названием «селей». В Туркменистане термин «сель» обычно не применяется, а под селем понимают чрезвычайно мутные ливневые паводки катастрофического характера, выносящие на равнину большое количество преимущественно мелкообломочного и глинистого материала. Типичный селевый поток, по описанию Л. Н. Леонтьева, состоит из полужидкой массы, вмещающей воду только как один из своих компонентов, причем «вода в случае селя теряет самостоятельное, определяющее скорость грязевого потока значение — она лишь сообщает селевой массе обеспечивающую ее текучесть консистенцию» (Леонтьев, 1949, стр. 91) [1]. Туркменский сель, напротив, сохраняет все свойства водного потока, лишь сильно обогащенного мелкоземом и является, в сущности, селевым паводком. Грязе-каменные потоки здесь никогда не наблюдались и признаков их недавнего прохождения в районе Копет-Дага не обнаруживается.

Выходя на равнину, сели вблизи от гор локализуются в глубоко врезанных руслах подгорного шлейфа. В средней части подгорной равнины воды переполняют русла, становящиеся более мелкими, и разливаются из них «пластовыми» потоками. На границе с эоловыми песками эти потоки дают начало временным озерам. Наиболее часты сели в восточном и, особенно, в западном Копет-Даге, что объясняется преобладанием там глинистых пород в водосборных бассейнах. В центральном Копет-Даге атмосферные осадки, выпадающие над горами в значительном количестве, по большей части поглощаются развитыми здесь трещиноватыми известняками. В связи с этим на водосборных бассейнах поверхностный сток формируется гораздо слабее, и сели обычно не достигают угрожающих размеров. Лишь в виде исключения отдельные паводки бывают сильными, катастрофическими. Это случается, когда накопление ливневых осадков обгоняет их фильтрацию и основная масса воды стекает по скальной поверхности.

Селевые потоки, формируя поверхность подгорной равнины, вместе с тем нередко производят большие разрушения. Поэтому борьба с селями, регулирование паводкового стока составляет неотложную задачу, значение которой сильно возрастет при проведении крупного ирригационного строительства на подгорной равнине. Одним из путей борьбы с селями является создание плотин в устьях селеопасных долин. В образовавшихся

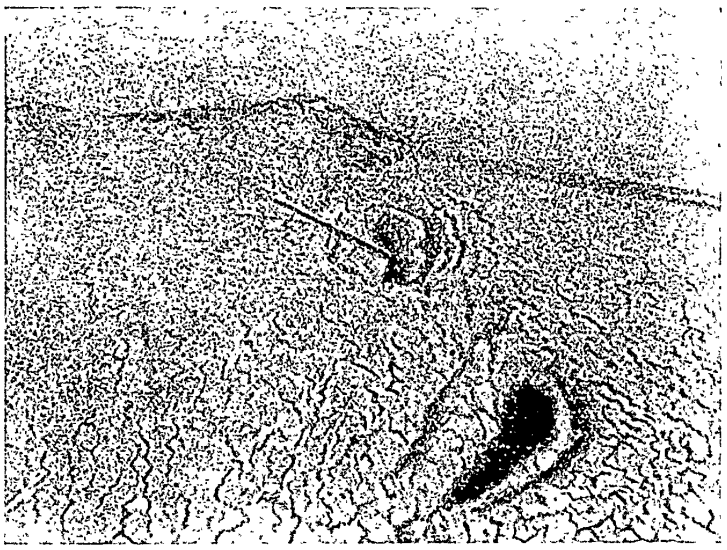
[1] Л. Н. Леонтьев характеризует один из крайних типов селей, однако существуют сели и более жидкие.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

водохранилищах, которые можно периодически очищать от наносов, паводковые воды будут осветляться, а сток их станет зарегулированным. Одновременно с этим может быть разрешен вопрос о наиболее эффективном использовании местных возможностей для расширения поливных площадей, что особенно важно на западнокопетдагской равнине, наименее обеспеченной сейчас пресными водами. Однако разработка конкретных мероприятий потребует более детального, чем производилось до сих пор, изучения как режима паводковых вод, так и геолого-геоморфологических и инженерно-геологических условий устьевых частей долин.

С у ф ф о з и о н н о - п р о с а д о ч н ы е процессы на подгорной равнине развиты сравнительно ограниченно, но представляют интерес в связи с рассматриваемыми далее вопросами.



Фиг. 1. Мелкие суффозионные понижения на подгорной равнине западного Копет-Дага.

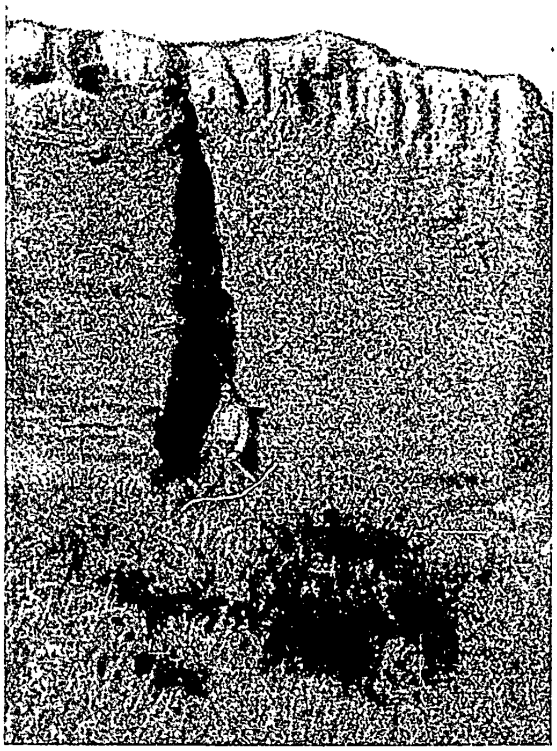
Под суффозионными явлениями, в соответствии с представлениями А. П. Павлова, мы понимаем результат механического воздействия грунтовых вод и атмосферных осадков, просачивающихся в толщу рыхлых отложений, в результате чего происходит удаление частиц породы, вымывание, уплотнение и просадка поверхности.

Внешними проявлениями суффозии, или подкапывания (Павлов, 1898), в подгорном районе Копет-Дага являются просадочные воронки и провальные «колодцы» самых различных размеров, от долей метра до нескольких метров в глубину и до 2—3 м в диаметре. Наиболее мелкие формы просадки представлены пологими ложбинообразными микропонижениями поверхности, которые сопровождают небольшие русла сезонного стока на суглинистой части подгорной равнины (фиг. 1). К проявлениям суффозии мы относим также блюдцеобразные понижения — западины, имеющие глубину обычно меньше метра и диаметр — до сотни метров.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Распределение перечисленных форм на подгорной равнине весьма своеобразно и подчинено определенной закономерности. Просадочные воронки и провальные «колодцы» расположены линейно только вдоль бортов крупных и глубоко врезанных русел. Примеры такого рода суффозионных образований встречаются как в восточной, так и в западной части северокопетдагской подгорной равнины. Все воронки и «колодцы» имеют продолжение в виде подземного канала, открывающегося в нижней



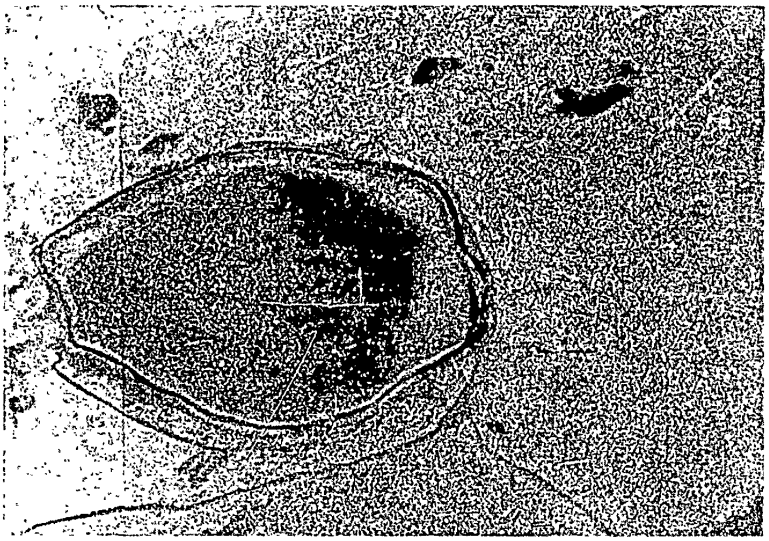
Фиг. 2. Устье суффозионной воронки, открывающееся в борту одного из русел на подгорной равнине восточного Копет-Дага.

части борта соответствующего русла (фиг. 2). Такие образования наблюдались в западном Копет-Даге вдоль русел Авгез и Аджи-Дере, в центральном — в районе Бахардена и в восточном Копет-Даге — севернее Каахка. Суффозионные западины и микропонижения имеют площадное распространение. Однако они приурочены лишь к западнокопетдагской подгорной равнине и особенно широко развиты севернее и северо-восточнее Кизыл-Арвата. Здесь поверхность покрыта плоскими округлыми «блюдцами» — понижениями, хорошо заметными благодаря темному тону развивающейся в них травянистой растительности (фиг. 3). Значительная часть этих блюдец используется местным населением для однополивного, так называемого «ойтачного», бахчеводства. К ним подводятся водосбор-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ные канавки, по которым в понижение стекают атмосферные воды, выпадающие весной над равниной. Необходимо отметить, что на всей остальной, более восточной части северной подгорной равнины подобные образования полностью отсутствуют. Даже в районах развития больших по площади силевых разливов, где вода задерживается по нескольку недель (например, в окрестностях Султандеж, северо-западнее Каахка), и на периферии поливных участков Каахкинского района, куда сбрасываются ирригационные воды, мы не обнаружили площадного распространения описанных выше суффозионно-просадочных форм. Здесь можно наблюдать только микропонижения, которые образовались благодаря длительному промачиванию лёссовидных пород с поверхности.



Фиг. 3. Суффозионная западина на подгорной равнине западного Копет-Дага, используемая для «ойтачного» земледелия. Снимок сделан с самолета.

Таким образом, для проявления суффозии в больших размерах необходим, помимо соответствующих литологических условий (лёссовидный характер пород, обладающих повышенной пористостью), определенный уровень дренажа, к которому привязан суффозионный процесс. Таким уровнем на подгорной равнине Копет-Дага являются или днища достаточно глубоких русел, куда открываются просадочные воронки, или сравнительно неглубоко залегающие под слоем лёссовидных суглинистых пород мощные и обычно водоносные песчаные горизонты, какими являются пески каракумской свиты, подстилающие периферию подгорной равнины.

Исходя из сказанного, легко объяснить развитие западинных форм на западнокопетдагской подгорной равнине и их почти полное отсутствие в более восточных частях территории. Дело в том, что для развития площадных суффозионно-просадочных процессов к западу от меридиана Бахардена существуют наиболее благоприятные условия, поскольку там суглинистые подгорные осадки на значительном протяжении подстилаются

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

каракумской свитой. С ее подземным контуром и связано распространение западинных форм. На подгорной равнине восточного Копет-Дага, как будет показано ниже, подобные условия не существуют.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПОДГОРНОЙ РАВНИНЫ

Особенности рельефа подгорной равнины Копет-Дага и история его формирования тесно связаны с характером строения и тектонической жизнью горных и предгорных районов. Большое значение имеет также соотношение пролювиальной подгорной зоны с аллювиальными территориями, лежащими к северу от нее. Этими обстоятельствами во многом определяются и гидрогеологические условия интересующей нас области. Рельеф подгорной равнины отчетливо реагирует на изменения литологии выносимого из горных районов обломочного материала. Особенности грунтовых вод, зависящие в первую очередь от условий питания из зоны разломов главного надвига Копет-Дага, значение которого впервые было указано И. И. Никшичем (1926), а затем обосновано П. И. Калугиным (1942), во многом изменяются также в зависимости от литологии подгорных отложений и характера подземного дренажа по направлению к северу, в сторону Кара-Кумов. Можно наметить определенную связь изменений рельефа подгорной равнины и ее гидрогеологии. Более того, в некоторых случаях имеется возможность использовать особенности рельефа в качестве индикатора гидрогеологических условий.

В соответствии со сказанным, подгорная равнина Копет-Дага может быть разделена на три основных района— восточный, центральный и западный, которые заметно отличаются как по рельефу, так и по гидрогеологическим условиям.

Восточно-Копетдагский район характеризуется наличием широкой полосы третичных предгорий, сложенных песчано-глинистыми и песчано-конгломератовыми породами. Они отделяют от подгорной равнины скалистый передовой хребет — основной поставщик грубообломочного материала. Абсолютная высота передового хребта не более 1—1,2 км, что сказывается на уменьшении количества выпадающих над ним осадков по сравнению с центральной частью Копет-Дага, поднимающейся до 2,5 км над ур. м. В связи с этим уменьшается и несущая сила сбегающих с гор потоков. Крупные обломки остаются в долинах, не достигая их устьев. Поэтому на равнину здесь выносится преимущественно мелкообломочный, суглинистый и супесчаный материал. В результате наблюдается ограниченное развитие подгорного шлейфа, небольшая его крутизна, разобщенность щебнистых конусов выноса и, вместе с тем, значительная ширина суглинистой зоны подгорной равнины. Большие площади последней заняты пухлыми и мокрыми солончаками, связанными с высоким уровнем стояния грунтовых вод. Периферия подгорной равнины, покрытая эоловыми песками, смыкается с обширной поверхностью дельты Теджена.

Отсутствие древнего подгорного шлейфа и возможное захоронение нижнечетвертичного пролювия дают основание считать, что подгорная полоса здесь испытывает в целом более сильное прогибание, чем в центральных и западных ее частях.

Питание грунтовых вод данного района затруднено барьером третичных пород низкой водопроницаемости, что сказывается на ухудшении качества грунтовых вод. Лишь в отдельных участках, обеспеченных аллювиально-фильтрационным питанием по долинам наиболее крупных рек, грунтовые воды обладают хорошим качеством.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

В Центрально-Копетдагском районе крутые северные склоны высоких передовых хребтов Копет-Дага обрываются по линии главного надвига непосредственно к подгорной равнине. Тем самым создаются наиболее благоприятные условия для выноса грубообломочных продуктов разрушения массивных известняков, слагающих центральный Копет-Даг. Этим объясняются наибольшие для Копет-Дага размеры и крутизна подгорного шлейфа. Щебнисто-галечные конусы выноса четко обособляются в рельефе. Аллювиально-пролювиальная равнина, наоборот, развита менее типично, чем в соседних частях прикопетдагской полосы. Суглинистая периферия подгорной равнины, закрытая эоловыми песками, под покровом последних достигает зоны южных шоров.

Входящий в систему центрального Копет-Дага Ариман-Нухурский горный узел является не только центром, от которого расходятся складки (Калугин, 1942), но вместе с тем представляет собой, повидимому, наиболее энергично поднимающуюся часть горной страны. Участки древнечетвертичного предгорного шлейфа здесь высоко приподняты и сильно расчленены. Неравномерное распределение древних приподнятых поверхностей и разная их высота наводят на мысль о неравномерности поднятий в горных частях территории, происходящих, вероятно, в виде блоковых смещений по установленным П. И. Калугиным (1946) диагональным разрывам термальной зоны.

Грунтовые воды центральнокопетдагской равнины отличаются хорошим качеством, что обусловлено их свободным питанием из термальной зоны, пополнением аллювиально-фильтрационным путем и ирригационной фильтрацией.

Западная часть северокопетдагской подгорной равнины отличается бо́льшим разнообразием, связанным с различиями в характере ее горного обрамления. Неширокий передовой хребет почти всюду сопровождается предгорьями. Лишь в двух местах он подступает непосредственно к равнине. На некотором протяжении он прерывается, а в районе Казанджика ему соответствует аналогичная по строению, но обособленная структура Кюрен-Дага. Наиболее широко распространены в западном Копет-Даге низкогорья, сложенные песчано-глинистыми третичными породами, в пределах развития которых лежат водосборные бассейны большинства долин. Этим объясняются обильный, несмотря на малую высоту хребтов, сезонный сток и преимущественно суглинистый и глинистый состав выносимого материала.

Для Прикопетдагской зоны здесь характерны громадные размеры суглинистой плоской части подгорной равнины и небольшая ширина подгорного шлейфа, в редких случаях имеющего хорошо сформированные щебнистые конусы выноса. В основном они расположены там, где передовой хребет не отгорожен от равнины предгорьями или последние прорезаны достаточно крупными долинами. В отличие от ранее рассмотренных территорий, стык подгорной равнины и Низменных Кара-Кумов совпадает с границей эоловых песков.

На интенсивные недавние поднятия горной территории указывает развитие предгорного шлейфа, занимающего довольно значительные площади. Повышение его уровня в сторону центрального Копет-Дага, наряду с тем, что с запада на восток обнажаются все более древние породы, дает основание считать, что поднятия усиливались в этом направлении.

В гидрогеологическом отношении западная часть северокопетдагской подгорной равнины характеризуется непостоянством условий. Питание из термальной зоны затруднено барьером третичных пород. Фильтрация из временных водотоков ничтожна вследствие неблагоприятных литоло-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

гических условий. Тем не менее в местах, где барьер третичных пород прерывается, соленые грунтовые воды сменяются обособленными площадями пресных вод. Периферия подгорной равнины местами обладает опресненными линзами, образовавшимися в результате погружения в пески каракумской свиты обильного весеннего поверхностного стока.

СООТНОШЕНИЕ ПОДГОРНОЙ РАВНИНЫ С ДЕЛЬТОЙ р. ТЕДЖЕН

Выше мы рассмотрели соотношение подгорной равнины Копет-Дага с древнеаллювиальной равниной пра-Аму-Дарьи. При этом было отмечено, что непосредственное соприкосновение этих двух генетически различных областей имеет место только к западу от меридиана Ашхабада.

К востоку от указанной линии подгорная равнина Копет-Дага ограничена обширной поверхностью дельты р. Теджен. Река берет начало за пределами советской территории, в Туркмено-Хорасанских горах и Паропамизе. При выходе на равнину Теджен образует огромную субаэральную дельту, разновозрастную в различных частях (Герасимов, 1940).

Значительная по размерам, более древняя периферическая часть дельты далеко вдается в Низменные Кара-Кумы. Она перекрыта молодыми эоловыми накоплениями и проступает среди них в виде больших такырных площадей. Молодой, современной частью дельты является центральная, которая почти лишена эоловых песков, а местами занята поливными землями и пересечена периодически действующими протоками. Обе части представляют собой область развития генетически единой, но не всюду одновозрастной толщи аллювиальных отложений р. Теджен. В устье долины последней, при выходе ее на равнину, эти отложения характеризуются преобладанием мощных галечников, которые формируют так называемую Серахскую дельту. Ниже по течению в разрезе начинают преобладать пески с прослоями суглинков, супесей и глин.

Разрезу тедженских осадков, как и вообще аллювиальным отложениям, свойственна высокая изменчивость механического состава как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. По свидетельству Е. В. Лобовой (1940, стр. 18—19), «изменчивость древнечетвертичных отложений в описываемом районе (речь идет о дельте Теджена. — *М. Г.*) так велика, что установить какие-либо выдерживающиеся на том или ином расстоянии литологические закономерности в изменении механического состава и порядка напластования здесь не представляется возможным в масштабе наших работ».

В настоящее время выяснилось, что вертикальный разрез дельтовых отложений р. Теджен, несмотря на все его непостоянство, довольно отчетливо разделяется на две части. Для нижней части разреза характерно преобладание пылеватых мелкозернистых песков светлосерого и желтосерого цвета. Пески эти даже по внешнему виду отличаются от стальносерых, менее пылеватых и более крупнозернистых биотитовых песков каракумской свиты. Имеющийся материал, к сожалению, не позволяет произвести полноценное сопоставление минералогического состава песков этих двух групп. Минералогическая характеристика песков каракумской свиты приводится в работе Г. А. Прохоровой (1950), выполненной по образцам Б. А. Федоровича. Минералогические анализы песков, главным образом тедженских и лишь отчасти каракумских, по нашим сборам проводились М. М. Шукевич [1]. Существенные отличия в методике исследований песков разными авторами заставляют сравнивать в основ-

[1] Автор пользуется возможностью выразить М. М. Шукевич свою глубокую благодарность.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ном качественные результаты анализов. Однако и они в известной мере характеризуют рассматриваемые пески, как различные по составу (см. таблицу). К особенностям, присущим пескам дельты Теджена, следует отнести следующие. В легкой фракции кварц, как и в каракумской свите, обычно содержится в преобладающем количестве, но всегда меньше половины состава фракции (до 45,2%), в то время как каракумская свита иногда содержит до 70% кварца; вместе с тем полевые шпаты в теджен-ских отложениях всегда превышают количество выветрелых зерен, составляя 26—42,8% против 7—25,4% в каракумских песках.

Сопоставление минералогического состава неперевеянных

Минералы и группы минералов	Пески каракумской свиты							
	обр. 18		обр 12у	обр. 18у	обр. 34у	обр. 70у	обр. 89у	обр. 90у
Легкая фракция								
Выветрелые непрозрачные зерна	20,6	21,2	26,4	36,7	26,2	24,0	19,4	23,5
Кварц	40,3	35,3	63,0	52,0	61,8	65,6	70,2	65,0
Полевые шпаты	25,4	24,1	9,9	11,3	10,1	7,0	8,0	9,2
Гипс	—	—	—	—	—	1,7	—	0,9
Обломки горных пород	13,7	19,4	0,7	—	1,9	1,7	2,4	1,4
Тяжелая фракция								
Рудные минералы	Ед.	11,6	1,0	7,2	4,3	9,4	4,8	4,5
Выветрелые непрозрачные зерна	25,4	24,5	41,1	61,8	85,1	61,0	66,1	61,0
Амфиболы	4,4	6,1	13,0	11,1	2,9	6,1	7,2	10,8
Пироксены	Ед.	3,9	1,0	1,4	1,8	,7	3,1	1,9
Бурые слюды	Ед	1,6	16,3	2 5	1,8	13,0	7,0	1,5
Зеленые слюды	3,0	2,9	10,0	1,3	0,7	5,4	3,3	3,4
Бесцветные слюды	5,2	2,0	—	—	—	—	—	—
Эпидот и цоизит	29.6	26,0	1,5	1,2	—	1,0	0,3	1,5
Титанит	—	—	2,1	0,1	0,4	—	0,3	1,5
Гранат	Ед	5,8	1,6	6,2	0,4	—	2,1	8,4
Турмалин	Ед.	Ед.	3,8	0,4	0.4	0,3	1,0	0,4
Рутил	—	Ед.	—	—	0 4	—	—	—
Дистен	2,2	1,0	—	4,0	—	0,7	—	—
Ставролит	Ед	Ед.	0.5	0,6	—	—	0,3	1,5
Глауконит	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	0,1	—	—	0,7	—
Ангидрит	—	—	—	1.5	—	—	0.3	0,4
Карбонаты	—	—	1,6	—	—	—	0,8	0,8
Обломки горных пород	5(,0	—	—	—	—	—	0,3	1,1
Слюдоподобные минералы, ближе не определимые	—	9,0	—	—	—	—	—	—
Редко встречающиеся минералы	2,2	5,6	6,5	0 2	1,8	2,8	2,3	1,2
Содержание тяжелой фракции	14,6	20,0	2,9	2,3	6,6	2,5	5,0	6,0

Примечание. Образцы с индексом «у» (из сборов Б. А Федоровича) исследовались Г. А Про Г. А Прохорова анализировала фракцию 0,25—0,01; М. М Шукевич исследовала в каждом «Ед.» указывает содержание минерала ниже 1%.
Содержание тяжелой фракции в анализах М. М Шукевич несколько повышено, так как эта фрак-

В тяжелой фракции обращает внимание постоянное присутствие в том или ином (обычно малом) количестве зерен глауконита, не обнаруженных в отложениях пра-Аму-Дарьи. Среди слюд преобладают бесцветные, в каждом образце равные или превышающие сумму слюд других типов. В каракумской свите картина обычно обратная. В этом смысле,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

в отличие от биотитовых песков ира-Аму-Дарьи, пески Теджена можно назвать мусковитовыми. Устойчивых минералов, таких, как гранат, титанит, турмалин, дистен, ставролит, в теджепских песках содержится безусловно меньше, чем в каракумских. В ряде образцов (№№ 6, 36, 37) они отсутствуют. Для песков теджепского типа характерно присутствие значительного количества обломков горных пород. При этом, что особенно важно, они, по указанию М. М. Шукевич, представлены обломками известняков и мергелей, возможно тех, которые широко развиты в Туркмено-Хорасанских горах, откуда стекает р. Теджен. В каракумской свите

песков каракумской свиты и дельты Теджена (%)

Пески дельты Теджена													
обр. 5		обр. 6		обр. 9		обр. 20		обр. 33		обр. 36		обр. 37	
24,4	20,7	19,8	16,2	22,6	24,0	26,2	26,2	25,0	28,2	26,6	25,7	36,3	24,6
42,6	45,1	30,2	36,0	45,6	45,2	13,8	13,8	38,1	40,0	18,9	32,5	23,3	45,0
30,0	34,2	30,2	42,8	31,8	30,8	34,8	34,8	26,0	31,8	33,4	41,8	40,4	30,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	19,8	5,0	—	—	15,2	25,2	10,9	—	21,1	—	Ед.	—
Ед.	20,7	Ед.	Ед.	Ед.	15,8	Ед.	5,2	Ед.	12,7	—	4,8	—	11,3
26,0	22,6	25,2	32,6	25,8	21,9	23,8	25,2	36,3	30,8	19,3	24,8	18,1	30,6
14,1	5,7	Ед.	—	Ед.	9,4	Ед.	13,8	5,7	9,4	—	3,0	—	7,7
Ед.	3,2	Ед	—	Ед.	Ед.	Ед.	3,5	0,7	1,9	—	—	—	Ед.
2,7	5,7	14,5	8,5	Ед.	—	3,6	3,8	4,7	1,9	20,0	6,6	16,2	4,6
Ед.	Ед	1,9	4,5	2,3	Ед.	Ед.	1,7	1,0	2,2	4,2	5,2	2,5	3,5
6,8	3,9	29,0	23,0	12,7	4,5	8,4	7,5	5,0	3,5	42,0	11,8	36,0	8,1
27,2	14,3	6,2	—	25,8	29,0	19,8	35,2	24,6	21,6	—	7,1	Ед	11,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ед.	0,7	Ед	—	Ед.	Ед.	Ед	4,3	1,0	2,7	—	Ед.	Ед.	Ед.
—	—	—	—	Ед.	Ед.	—	—	—	—	—	—	—	Ед
—	Ед.	—	—	—	—	—	Ед	—	Ед.	—	Ед.	—	—
Ед	Ед	—	—	Ед	—	Ед	Ед	Ед.	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	Ед	—	—	—	—	—	—	—	—
—	Ед.	—	1,4	—	Ед.	—	Ед	Ед.	Ед.	—	Ед.	Ед.	Ед.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23,2	—	23,2	—	34,4	—	44,4	—	21,0	—	—	—	—	—
—	16,8	—	30,0	—	12,2	—	—	—	10,6	14,5	32,6	27,2	22,3
—	6,4	—	—	—	7,2	—	Ед	Ед.	2,7	—	4,1	Ед.	—
11,0	17,0	3,1	9,7	9,1	10,0	10,0	13,2	10,0	16,0	11,1	11,0	10,0	7,5

хоровой (1950), остальные (из сборов автора) исследовались М. М. Шукевич.
образце две фракции: 0,25—0,1 мм (первая колонка) и 0,1—0,01 мм (вторая колонка) Обозначение

ция отделилась при помощи центрифуги, а не обычно применяющимся методом воронок.

такие обломки являются редкостью, в ней преобладают обломки сланцев и кристаллических пород

Даже далеко не полное рассмотрение минералогического состава песков каракумской свиты и песков дельты Теджена, или теджепской свиты А. В. Сидоренко (1950), позволяет высказать суждение о различиях обеих

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

толщ. Преобладание кварца, малое количество полевых шпатов и большое количество выветрелых зерен, а также большое количество устойчивых минералов в тяжелой фракции говорят о дальней и длительной транспортировке песков каракумской свиты. Повышенное количество полевых шпатов при меньшем содержании выветрелых зерен, малый процент устойчивых минералов в тяжелой фракции, присутствие таких минералов, как глауконит, указывают на сравнительно небольшой путь, проделанный осадками до их отложения в дельте Теджена, и, возможно, более молодой возраст той части толщи, из которой анализировались образцы, по сравнению с каракумской свитой. Отмеченные нами различия в минералогическом составе указанных свит объясняются тем, что каракумская свита формировалась сносом с Памиро-Алая (Федорович, 1946), в то время как теджепская свита обязана своим происхождением паранамизскому сносу (Сидоренко, 1950).

В верхней части разреза дельты р. Теджен типичным компонентом являются «светлокоричневые («кремовые») тяжелые глины, с областью распространения которых непосредственно связано и развитие такыров» (Герасимов, 1940, стр. 14). На наличие в дельте Теджена таких глин и на их красноватый цвет указывал еще В. А. Обручев (1890).

Аллювиально-дельтовые отложения р. Теджен, в отличие от пролювиальных подгорных накоплений, содержат довольно большое количество остатков пресноводной фауны, которая широко распространена также в эоловых песках, покрывающих периферию дельты. Из наших сборов, проводившихся как в самых удаленных, западных частях дельты, у Кырк-Кую и на меридиане ст. Гяурс, так и значительно восточнее, на окраине эоловых песков у бугров Уч-Тепе (85 км северо-западнее г. Теджен), В. И. Жадиным и И. М. Лихаревым определены пресноводные раковины *Gyraulus ehrenbergi* B e c k. и масса разновидностей и форм с возрастными отличиями вида *Radix lagotis* S c h r., среди них больше всего *R.* var. *costulata* M a r t. и представителей, распространенных в Иране. Раковины были собраны на эоловых песчаных грядах и в сложенных суглинками межгрядовых понижениях — с поверхности и с глубины до 0,5 м. В районе Уч-Тепе фауна переполняет верхние суглинистые горизонты дельтовых отложений, вскрытые руслом местного водотока. Вместе с остатками фауны в ряде мест встречались обломки известковых и известково-глинистых «чехлов», или «футляров» с отпечатками тростника (по определению А. В. Сидоренко). В литературе имеются сведения о находках пресноводной фауны в песках на расстоянии около 50 км к северу от Ашхабада. Здесь обнаружены раковины *Limnaeus ovatus* L a m. (Федорович, 1930).

Как показали наши наблюдения, красноватые такыры дельты Теджена резко отличаются от серых и зеленовато-серых такыров прикопетдагской подгорной равнины не только своей окраской, но и формами рельефа.

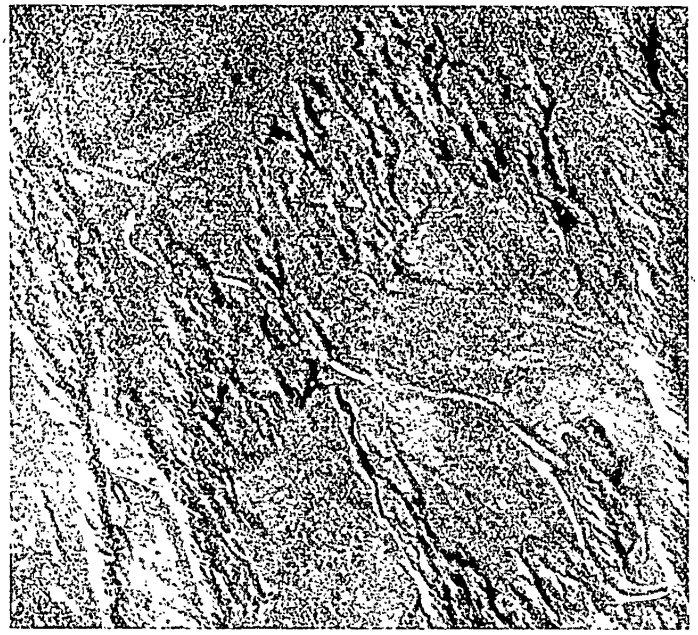
Поверхность теджепских такыров покрыта большим количеством дугообразно изогнутых следов русел, то скрывающихся под песчаными грядами, то вновь появляющихся на соседних, свободных от песков участках. По конфигурации, размерам и направлению эти русла не имеют ничего общего с прямолинейными и узкими руслами поверхностного стока на подгорной равнине. В отличие от последних, они образуют очень пологие кривые, врезанные на глубину не более 0,5 м и подчас трудно различимые при наземном наблюдении. Борта русел сильно замыты, ширина русел достигает десятков метров. Они ориентированы с юго-востока на северо-запад, т. е. почти перпендикулярно уклону подгорной

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

равнины. Несомненно, — это следы блуждавших дельтовых рукавов древнего Теджена (фиг. 4).

Интересно проследить, как отражается поверхность дельты Теджена на особенностях макрорельефа Низменных Кара-Кумов. На фиг. 5 схематически показаны основные направления уклонов прикопетдагских равнин. Можно выделить три основных типа уклонов, соответствующие трем генетическим типам равнин: 1) уклоны, направленные на запад, свойственны поверхности древнеаллювиальной равнины Кара-Кумов, постепенно снижающейся в сторону Каспийского моря; 2) всерообразное



Фиг. 4. Остатки русел на поверхности древней дельты р. Теджен, полузанесенные эоловыми песками. Стрелки указывают направление русел. Аэрофотоснимок.

направление уклонов, в общем перпендикулярных простиранию Копет-Дага, характеризует пролювиальную подгорную равнину; 3) уклоны северо-западного направления отвечают поверхности древней и современной дельты Теджена. Они сохраняются вплоть до меридиана Ашхабада, несмотря на наложенный на дельту сильно расчлененный покров эоловых песков.

Сопоставление всех перечисленных выше литолого-минералогических, фаунистических и геоморфологических данных приводит к заключению о гораздо более значительной площади, занимаемой дельтой Теджена, чем это ранее предполагалось [1]. Вместе с тем эти новые данные позволяют судить о соотношении Теджинской дельты и подгорной равнины Копет-Дага (фиг. 6).

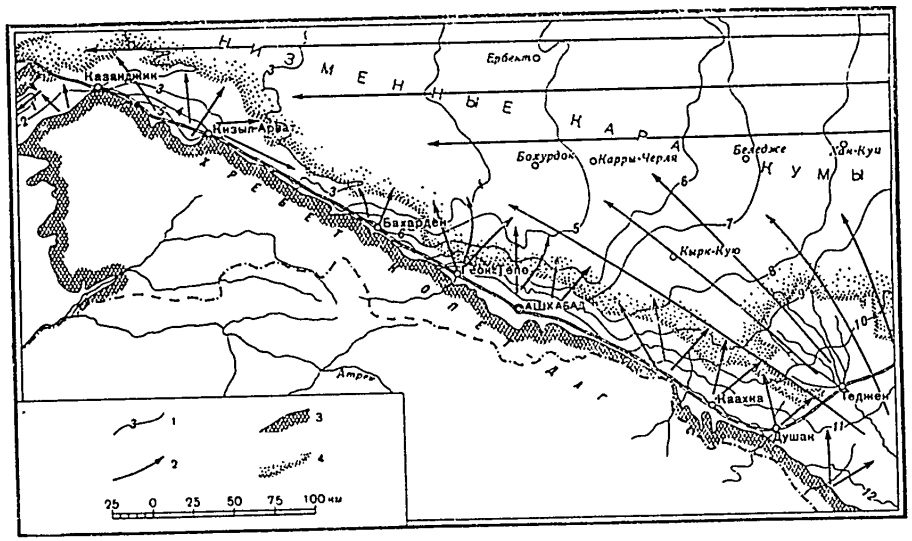
[1] Наиболее далекое распространение дельты Теджена было показано на упоминавшейся схеме Б. А. Федоровича (1935), но и эта схема не отражает действительных размеров дельты.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

На юге граница дельты Теджена проходит севернее кромки эоловых песков, покрывающих окраину подгорной равнины, и направлена под острым углом к простиранию Копет-Дага, постепенно отдаляясь от него на северо-запад. Несколько западнее меридиана Ашхабада эта граница круто поворачивает к северу, разделяя область больших меридиональных такыров, перегороженных песчаными грядами, и солончаковых котловин зоны южных шоров.

Северная граница Теджинской дельты прослеживается по извилистой линии между пунктами Бохурдок, Карры-Черля и Беледже в направлении на Хан-Куи.



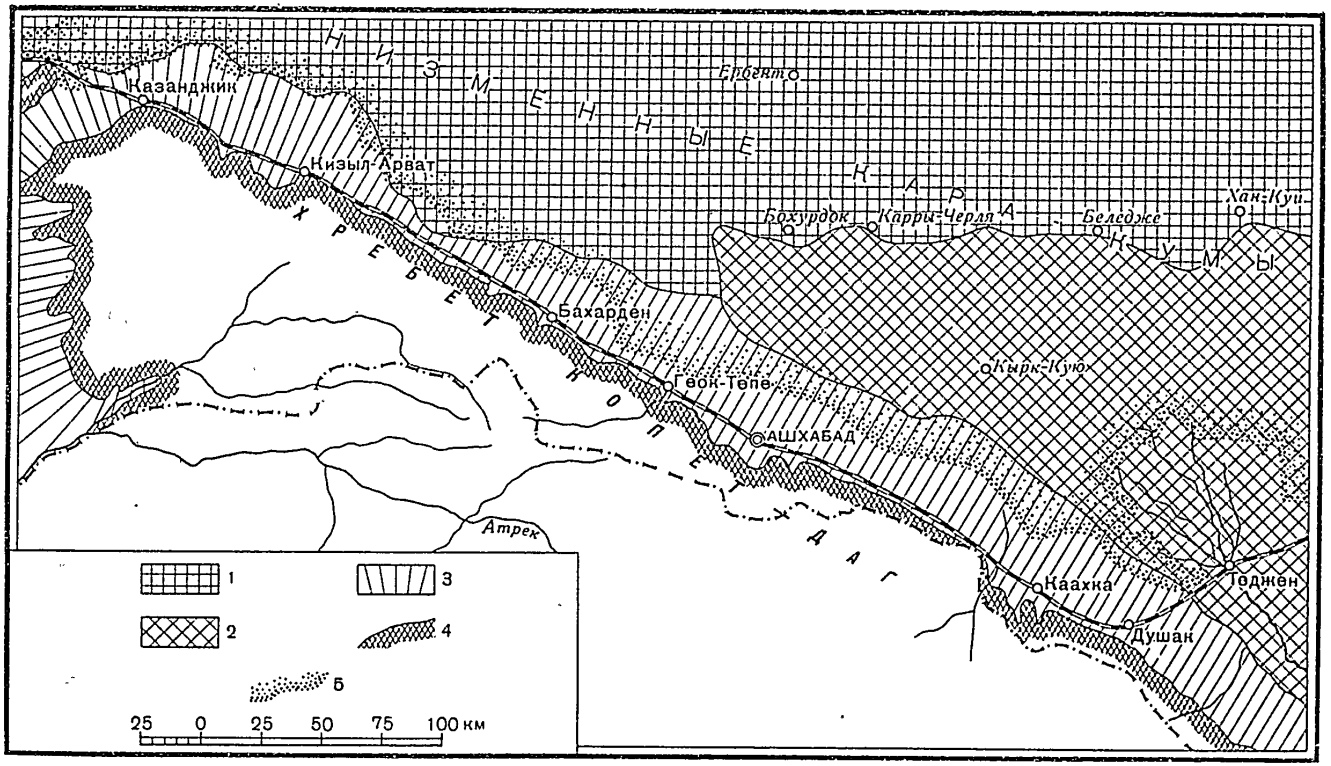
Фиг. 5. Схема основных направлений уклонов южной части Кара-Кумов.

1 — условные горизонтали; *2* — основные направления уклонов, *3* — граница горных районов; *4* — южная граница эоловых песков.

К северу и западу от указанной границы поверхность «теджинских» такыров резко обрывается, сменяясь цепью котловин, днища которых лежат на несколько метров ниже уровня такыров и заняты солончаками (шорами). На западе эти солончаки переходят в упоминавшуюся зону южных шоров. Таким образом, дельта Теджена почти по всему северному и западному контуру окаймлена котловинами шоров. На стыке такыров и солончаковых котловин можно повсеместно наблюдать, как светлокоричневые (кремовые) глины дельты Теджена, имеющие здесь небольшую мощность, подстилаются серыми слюдистыми песками каракумской свиты, слагающей нижнюю половину склонов и днища котловин. Это позволяет относить верхнюю, видимую часть теджинских отложений к послехазарскому времени, т. е. к периоду поворота пра-Аму-Дарьи на север. Разумеется, не исключена возможность переслаивания теджинских и праамударьинских осадков на глубине, несколько южнее видимой границы их стыка.

Таким образом, подгорная равнина восточного Копет-Дага, в отличие от более западных частей территории, полностью отделена от древнеаллювиальной равнины Низменных Кара-Кумов и связанной с ней каракумской свиты обширной и значительной по мощности дельтой Теджена.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



Фиг. 6. Схема соотношения равнин различного происхождения в южной части Кара-Кумов:

1 — аллювиальная равнина пра-Аму-Дарьи; *2* — дельтовая равнина р. Теджен; *3* — подгорная равнина Копет-Дага; *4* — граница горных районов; *5* — южная граница эоловых песков

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Это обстоятельство имеет существенное значение как для гидрогеологических условий восточнокопетдагской равнины, в частности для условий подземного дренажа, так и для некоторых современных процессов, протекающих на поверхности.

Некоторые исследователи рассматривают такыры, лежащие к северу от Ашхабада, как продолжение прикопетдагской подгорной равнины (Герасимов, 1931; Геллер, 1934; Кунин, 1946). Вытянутость с юга на север такыров и лежащих между ними песчаных гряд иногда объяснялась действием пролювиальных вод, стекавших с Копет-Дага и распространявшихся далеко в Кара-Кумы. Этим, в частности, обосновывалось эрозионное происхождение грядового песчаного рельефа (Геллер и Кунин, 1933) [1].

В настоящее время следует отказаться от такой точки зрения. Уже давно была высказана мысль о том, что песчаные гряды в указанном выше районе налегают на поверхность такыров, а не являются глухими перегородками, разделяющими в вертикальном разрезе такырные суглинки и глины на отдельные площадки (Нацкий, 1926). Наши наблюдения целиком это подтверждают. В глубоких понижениях песчаного рельефа такырные суглинки всюду «просвечивают» через пески или прощупываются шурфами. Ориентировка гряд и такыров, как отмечалось, близка к меридиональной. Однако это ни в какой мере не соответствует ориентировке русел потоков, стекающих по подгорной равнине Копет-Дага и вытянутых перпендикулярно простиранию горной системы, т. е. в общем на северо-восток. Более того, наблюдения показали, что и на этих такырах проходят многочисленные русла «тедженского» типа, направленные на северо-запад. Находки фауны и литология отложений, наряду с приведенными фактами, доказывают принадлежность района меридиональных такыров к краевым зонам древней дельты Теджена, а не к подгорной равнине, которая в противном случае оказывается здесь необъяснимо широкой, уходящей на север во много раз дальше, чем на соседних участках.

Рассмотренный материал показывает, что в настоящее время следует уточнить понятия о зоне южных шоров и зоне меридиональных такыров (алла), твердо вошедшие в научную литературу после работ Д. И. Щербакова (1926), раскрывших важные закономерности в строении рельефа Кара-Кумов. Очевидно, названные зоны как бы продолжают одна другую в широтном направлении и по происхождению коренным образом различаются. Зона южных шоров, на востоке ограниченная меридианом Ашхабада, всецело приурочена к каракумской свите, т. е. к древнеаллювиальной равнине Низменных Кара-Кумов. Зона меридиональных такыров, лежащая восточнее меридиана Ашхабада, является, как уже говорилось, периферией древней дельты р. Теджен.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для выяснения мелиоративной характеристики земель будущего орошения в пределах северной подгорной равнины Копет-Дага существенное значение имеет знание условий подземного дренажа, возможностей оттока грунтовых вод на север. Неблагоприятная в этом отношении обстановка ведет к повышению уровня водного зеркала и интенсивному вторичному засолению поверхности. Установленное нами соотношение подгорной

[1] Подробную критику теории «эрозионного» происхождения рельефа песков дали в свое время Б. А. Петрушевский и затем А. Г. Доскач.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

равнины и древней дельты р. Теджен позволяет по-новому оценить дренированность территории.

В восточной части территории толща древнедельтовых, в значительной мере суглинистых отложений Теджена, отгораживая хорошо фильтрующие пески пра-Аму-Дарьи от подгорной равнины, вызывает замедление движения грунтовых вод и повышение их зеркала. Это, по всей вероятности, одна из главных причин широкого распространения солончаков в восточной части северокопетдагской подгорной равнины. Ясно, что здесь при развитии орошения потребуются специальные мероприятия для понижения уровня грунтовых вод, усиления подземного дренажа и обеспечения сброса ирригационных вод на север, за пределы подгорной равнины.

В центральном Копет-Даге дренаж значительно лучше вследствие свободного оттока грунтовых вод в каракумскую свиту. Мы не наблюдаем здесь широкого развития процессов вторичного засоления. В западной части подгорной равнины обстановка изменяется в связи с тем, что каракумская свита, подстилающая суглинистый пролювий, становится основным водовмещающим горизонтом. Воды подгорного шлейфа фильтруются непосредственно в нее. Достаточно глубокое залегание каракумской свиты и связанных с ней вод, а также относительно повышенные скорости фильтрации обеспечивают почти полное отсутствие крупных солончаков и хорошие условия подземного дренажа. Поэтому можно считать, что ирригационное освоение западной части подгорной равнины в этом отношении встретит меньше трудностей, чем в более восточных частях Прикопетдагской зоны. Сброс промывных и ирригационных вод на север также здесь облегчается благодаря своеобразной конфигурации северного края подгорной равнины, языками заходящей в область каракумских песков.

ЛИТЕРАТУРА

Великовская Е. М. К вопросу о происхождении основных форм рельефа Копет-Дага. — В кн. «Вопросы географии», сб. 4. М., 1947.

Геллер С. Ю. Гидрогеологический очерк центральных Каракумов. В сб. «Каракумы». Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1934 (Тр. СОПС, серия Туркменская, вып. 4).

Геллер С. Ю. и Кунин В. Н. О происхождении современных континентальных песчаных накоплений. — Докл. Акад Наук СССР, 1933, № 4.

Герасимов И. П. К вопросу об эволюции пустынных песков Туркестана. — Тр. Почв. ин-та Акад. Наук СССР, вып. 5, Л., 1931.

Герасимов И. П. Геоморфологические районы юго-восточных Кара-Кумов. В сб. «Природные ресурсы Кара-Кумов» (физ.-геогр. описание), ч. 4. Рельеф и почвы юго-вост. Кара-Кумов. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.

Калугин П. И. Схема тектоники Передового хребта Копет-Дага. — Тр. Туркменск. филиала Акад. Наук СССР, вып. 2. Ашхабад, 1942.

Калугин П. И. О диагональных разрывах центрального Копет-Дага. — Сов. геология, 1946, № 11.

Кунин В. Н. О структуре Низменных Кара-Кумов. — Докл. Акад. Наук СССР, новая серия, 1946, т. 51, № 9.

Леонтьев Л. Н. Причины селевой активности Закатало-Нухинского участка Большого Кавказа. — Тр. Азерб. научно-исслед. ин-та гидротехники и мелиорации, т. 1. Баку, 1949.

Лобова Е. В. Почвенно-географический очерк дельт рек Теджен и Мургаб. В сб. «Природные ресурсы Кара-Кумов» (физ.-геогр. описание), ч. 4. Рельеф и почвы юго-вост. Кара-Кумов. М —Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.

Нацкий А. Д. Геологический очерк Данатинской антиклинали. — Изв. Геол. ком., 1915, т. 34, № 7.

Нацкий А. Д. Материалы к познанию Каракумского серного месторождения. — Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 35. Л., 1926.

Никшич И. Н. Копет-Даг. Геологические и гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской области. Ташкент, 1926.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Обручев В. А. Закаспийская низменность. Геология и орография. — Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., т. 20, № 3. СПб., 1890; то же в кн. «Избранные работы по географии Азии», т. I. М., 1951.

Павлов А. П. О рельефе равнины и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. — Землеведение, 1898, т. 5, кн. 3—4; то же в кн. «Избранные сочинения», кн. 2, М., 1951.

Прохорова Г. А. Влияние водной и эоловой транспортировки на минералогический состав и форму зерен каракумских песков. — Тр. Ин-та геогр. Акад Наук СССР, т. 47. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 4. М.—Л., 1950.

Сидоренко А. В. Континентальные свиты Кара-Кумов и их происхождение. Тезисы юбилейной сессии Туркм. филиала Акад. Наук СССР, посвященной 25-летию Туркменистана. Ашхабад, 1950.

Федорович Б. А. Материалы по морфологии Кара-Кумов. В сб. «Кара-Кумы». Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1930. (Материалы Комиссии экспед. исслед., вып. 20.)

Федорович Б. А. Геоморфологическая характеристика и воды Туркменских Каракумов. — Пробл. Туркмении. Тр. Конф. по изуч. произв. сил Туркм. ССР, т. 2. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1935.

Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, вып. 37. Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.—Л., 1946.

Щербаков Д. И. Отчет экспедиции на серные месторождении у колодцев Шиих в Кара-Кумах. В сб. «Серная проблема в Туркменистане», сб. 1. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1926. (Материалы Особой комиссии по исслед. союзных и автономных республик, вып. 1)

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

А. Г. ДОСКАЧ

К ВОПРОСУ О БЕССТОЧНЫХ ВПАДИНАХ И БЕССТОЧНЫХ РЕКАХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее характерными особенностями рельефа плоских равнин Прикаспийской низменности в пределах Волго-Уральского междуречья являются разнообразные бессточные впадины, а для восточной части междуречья — связанные со впадинами бессточные реки. На необычайно плоской, слабо покатой к югу поверхности низменности в условиях засушливого климата наличие даже небольших понижений вызывает резкие изменения увлажнения. Весной понижения бывают затоплены талыми снеговыми или речными водами, летом, когда их поверхность высыхает, в них обычно разрастается густая и долго зеленеющая злаковая и разнотравная растительность, ярко выделяющаяся на желтом фоне сухой степи с ее низкорослым разреженным растительным покровом. В зависимости от глубины впадин, степени их весеннего затопления и особенностей годового режима, изменяется и их ландшафт. В соответствии с этим здесь можно выделить три основных типа впадин — лиманы, падины и соры.

Л и м а н ы, имеющие наибольшее хозяйственное значение в Прикаспии, представляют собой неглубокие понижения разных размеров, местами очень большие (протяженностью до 100—180 км), покрытые пышной луговой растительностью. Богатые лиманные луга являются основным зимним кормовым фондом для животноводческого хозяйства Прикаспия. Различают лиманы замкнутые — небольшие, обводняющиеся преимущественно талыми снеговыми водами, и лиманы большие, связанные с бессточными реками и обводняющиеся в первую очередь за счет их весеннего наводка. Эти лиманы называют здесь еще разливами. Термины «лиманы» и «разливы» мы нередко употребляем как синонимы. Размеры площадей речных разливов, так же как площадей, заливаемых талыми снеговыми водами, колеблются по годам. Площадь лиманных лугов соответствует в общем этим ежегодно избыточно увлажняемым пространствам. Таким образом, лиманом мы называем избыточно увлажняемую бессточную впадину, которой свойственна богатая луговая растительность и определенный комплекс своеобразных физико-географических особенностей.

Лиманы, связанные с реками, встречаются только на востоке междуречья, где они образуют большие лиманные системы (Чижинско-Балыктинская, Узенская, Большой Лиман). Замкнутые лиманы распространены по всей северной половине междуречья, причем больше всего также в восточной части этой территории.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Падины представляют собой замкнутые понижения, менее глубокие, чем лиманы (до 1,5 м); размеры их колеблются от 1 до 3—5 км. Падины обводняются в основном талыми снеговыми водами, но менее обильно (вследствие их меньшей глубины), чем лиманы. Этим понижениям свойственна менее богатая, чем в лиманах, луговая растительность, но в то же время они, вследствие особенностей своего физико-географического режима, обладают годными для сельскохозяйственного использования почвами и являются поэтому лучшими пахотными угодьями междуречья. Падины распространены главным образом в западной части междуречья; на востоке, в области бессточных рек, их мало.

Соры — это глубокие (10—15 м), обычно небольшие (0,5—2 км) и почти лишенные растительности засоленные впадины. Весной они представляют собой неглубокие соленые озера, летом вода в них обычно пересыхает. Обсохшие днища соров сложены тонкой соленой грязью и засоленными песками; на поверхности их образуется корка соли. Наиболее крупные соры иногда полностью не пересыхают, и небольшое количество воды сохраняется в них все лето. Соры наиболее распространены в центральной части междуречья, на востоке их мало.

Бессточные реки (Большой и Малый Узени, Чижи, Восточная Дюра и др.) берут начало на возвышенностях, окаймляющих Прикаспийскую низменность с севера, и не имеют стока в море или в какие-нибудь внутренние водоемы. Войдя в пределы низменности, эти реки постепенно становятся менее глубоко врезанными, в долинах некоторых из них (Большой и Малый Узени) образуется цепь крупных пойменных расширений и вскоре, дробясь на протоки и мелкие озерки, реки сливаются с поверхностью обширных неглубоких лиманных депрессий. Бессточные реки не имеют постоянного течения; сплошной водоток в них бывает лишь весной, в период паводка. В это время воды их устремляются к югу и широко разливаются в пойменных расширениях долин или в устьевых депрессиях. Последние являются по своему положению своеобразными «слепыми» и большую часть года сухими дельтами бессточных рек. После спада вод, к началу лета, вода в разливах частично впитывается в почву, частично испаряется, сохраняясь лишь в отдельных озерках и прудах. На обсохших пространствах затем обычно развивается густая луговая (лиманная) растительность. Однако за последние 25—30 лет наблюдается уменьшение паводков и в связи с этим — сокращение площадей разливов, усыхание лиманных лугов и уменьшение их продуктивности.

Вопрос о необходимости использования естественного кормового фонда Прикаспийской низменности и о реконструкции ее стихийного лиманного орошения впервые был поднят в нашей литературе И. В. Лариным (1927), крупнейшим знатоком этого вопроса. Ему принадлежит фундаментальная монографическая характеристика Чижинских разливов Волго-Уральского междуречья, дающая и доныне исходный материал для их познания и хозяйственного освоения.

Необходимость создания в Прикаспии устойчивой кормовой базы для развивающегося животноводческого хозяйства заставляет в настоящее время поставить вопрос о регулировании обводнения лиманов, расширении их площади и повышении, на основе правильного лиманного орошения, их продуктивности.

В 1951 и 1952 гг. нами были произведены геоморфологические наблюдения в области бессточных рек Волго-Уральского междуречья, характеризующейся наиболее широким распространением лиманов разных типов. Эти наблюдения дают общее представление об естественных путях образования и развития большинства бессточных впадин междуречья

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

и позволяют сделать некоторые выводы о способах их хозяйственного использования.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТИ БЕССТОЧНЫХ РЕК

Область бессточных рек расположена между реками Малый Узень и Урал. На севере она подходит к границам Прикаспийской низменности, а на юге окаймлена массивами Волго-Уральских песков.

Поверхность области бессточных рек представляет собой полого падающую к югу плоскую равнину, сложенную хвалынскими морскими отложениями — суглинистыми в северной части и более легкими, главным образом супесчаными, — в южной части равнины. Характерной чертой рельефа области является чередование плоских невысоких водораздельных пространств с обширными, связанными с бессточными реками, лиманными системами — Узенской, Чижинской и др. (фиг. 1). Не менее характерно также широкое распространение на поверхности водоразделов небольших (1—8 км в поперечнике) замкнутых лиманов, не связанных с реками и обводняющихся ежегодно за счет таяния скопившегося здесь снега и стока весенних вод со склонов.

Западная и восточная части области бессточных рек относительно повышены.

Западная часть, Приузенская равнина, пересечена двумя крупными, текущими почти параллельно друг другу бессточными реками — Большим и Малым Узенями. Начинаясь в области Сыртового Заволжья, эти реки у границы низменности резко меняют направление с юго-западного на юго-восточное. Вблизи от окраины песков они начинают дробиться на протоки и заканчиваются на крайнем юге северной половины междуречья целой системой мелких озер в общей неглубокой Камыш-Самарской депрессии, несколько внедряющейся в область Волго-Уральских песков.

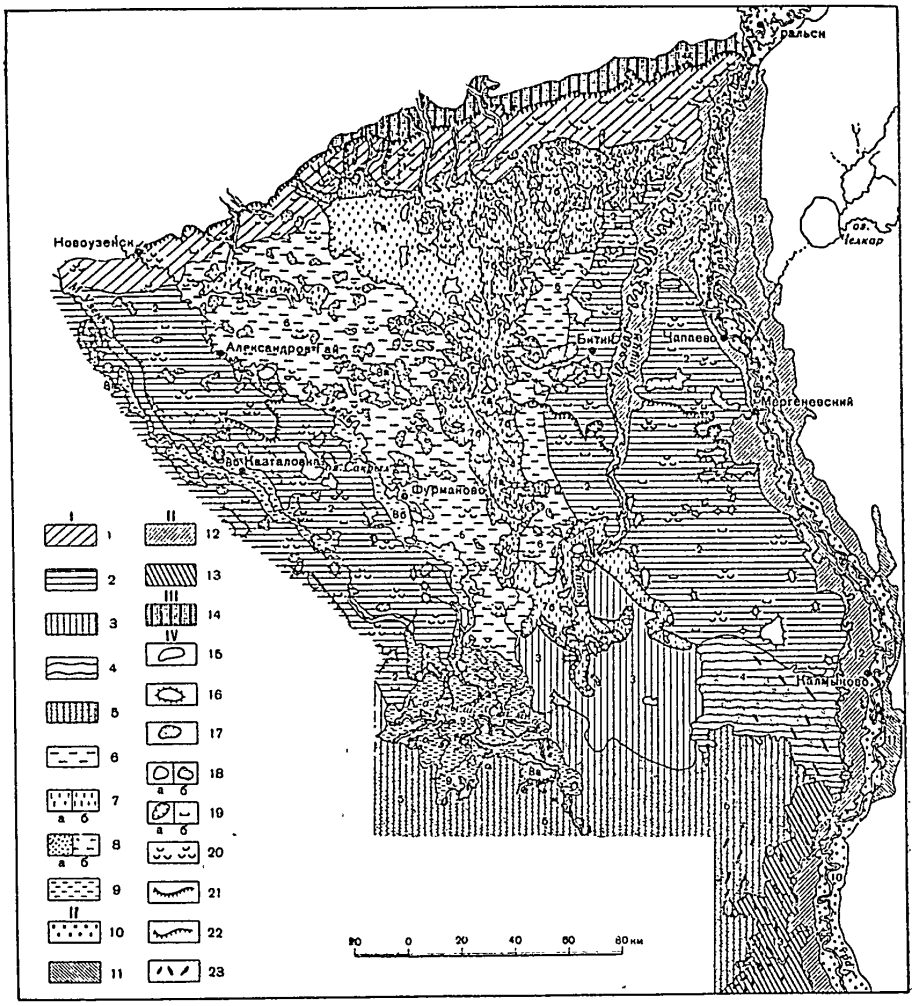
Восточная часть области — Приуральская равнина — пересечена крупным рукавом р. Урал — Кушумом, отходящим от Урала близ северных границ Прикаспийской низменности (у пос. Кушум) и направляющимся на юго-запад, к южной оконечности Балыктинских разливов, с которыми он сливается близ пос. Пятимар. Русло Кушума извилисто и маловодно. Проектируемая реконструкция этого русла и устройство дополнительной системы каналов для отвода части уральских вод на запад, с целью орошения лиманов и обводнения водораздельных равнин, должны сильно улучшить условия животноводства и сельскохозяйственного использования этой части Волго-Уральского междуречья. На поверхности Приуральской равнины меньше замкнутых небольших лиманов, чем на западе, близ Узеней, однако здесь имеются падины.

Между Приузенской и Приуральской водораздельной равнинами местность понижается. В центральной ее части от южного подножья древней морской раннехвалынской террасы протягивается почти на 150 км в меридиональном направлении обширное, суживающееся к югу низменное пространство, почти сплошь занятое большими лиманами (на севере Чижинскими и Дюрпинскими, а на юге — Балыктинскими). Стекающие с Общего Сырта и прорезающие хвалынскую террасу речки — 1-я, 2-я и 3-я Чижи, Паника, Дюра и другие сбрасывают в нее весной свои полые воды. С запада и востока Чижинско-Балыктинская лиманная низина окаймлена неширокими пространствами пониженных равнин (низкие Причижинские водоразделы), испещренных многочисленными замкнутыми лиманами.

В северной части области бессточных рек, вдоль уступа Общего Сырта (на востоке) и склона Сыртового Заволжья (на западе), протягивается,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



Фиг. 1. Схематическая геоморфологическая карта области бессточных рек Волго-Уральского междуречья.

I. Плоские морские аккумулятивные равнины области бессточных рек: *1* — наклонная равнина плоской раннехвалынской террасы (переход от возвышенности Общего Сырта к впадине Прикаспийской низменности); *2* — плоские, слабо повышенные хвалынские равнины области новейших тектонических поднятий (Приувенская и Приуральская равнины); *3* — плоские и волнистые, слабо повышенные хвалынские равнины северной окраины древнего тектонического поднятия (Прибалыктинская равнина); *4* — волнистая дельтово-морская равнина северо-восточной окраины древнего Прикаспийского тектонического поднятия (позднехвалынская дельта р. Урала); *5* — песчаные, частично перевеянные хвалынские и позднехвалынские равнины северной окраины древнего тектонического поднятия (Волго-Уральские пески); *6* — плоские хвалынские равнины склонов новейшей тектонической депрессии (низкие Причижинские водоразделы); *7* — плоские пониженные равнины центральной части депрессии (Чижинско-Балыктинские лиманы и Большой Лиман): *а* — лиманные поздне- и послехвалынские равнины (структурные лиманы дельтового типа); *б* — низкие островные размытые морские хвалынские равнины среди лиманов; *8* — лиманные (поздне- и послехвалынские) равнины в депрессиях равного генезиса: *а* — замкнутые водораздельные и пойменные приречные структурные и аструктурные лиманы в первичных неровностях морского дна; *б* — плотинные лиманы пойменного типа (связанные с ростом соляных куполов); *9* — озерно-лиманные и морские поздне- и послехвалынские песчаные равнины Камыш-Самарской эрозионно-тектонической депрессии (слепые дельты бессточных рек).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

окаймляя водораздельные равнины и Чижинско-Балыктинскую лиманную низину, повышенная полоса наклонной плоской морской аккумулятивной раннехвалынской террасы. На востоке поверхность ее густо изрезана в почти меридиональном направлении бессточными короткими речками (Чижами, Дюрой и другими), которые южнее слепо заканчиваются в Чижинско-Балыктинской низине. На севере терраса имеет абсолютные высоты 50 м (максимальные высоты низменности), а на юге — 20—25 м. На севере раннехвалынская терраса отделена уступом от более высокой и древней абразионной бакинской террасы (абс. выс. 70—90 м), выработанной в меловых отложениях южного подножья Общего Сырта и расположенной вне пределов современной низменности. На юге раннехвалынская терраса отделяется пологим невысоким (2—3 м) скатом от остальной поверхности низменности. Уклон последней к югу меньше, чем уклон раннехвалынской террасы. При отступании хвалынского Каспия, которое происходило с задержками на разных уровнях, у подножья террасы проходила береговая линия одной из первых фаз стояния сокращавшего свои границы моря.

Второй перегиб поверхности, отмечающий следующую фазу стояния отступавшего моря, наблюдается в области бессточных рек на абсолютной высоте 10—15 м, но выражен он в рельефе хуже, чем первый. Судя по строению долин рек (Урала и Волги), впадавших некогда в хвалынское море, обе эти задержки в отступании Каспия не были длительными.

У южной границы области бессточных рек высоты ее падают до 0 м. Здесь проходила береговая линия хвалынского моря при наиболее длительной задержке его отступания. Это «нулевое» море получило в литературе название позднехвалынского (Федоров, 1946). О длительности его стояния у южных пределов области бессточных рек свидетельствует сформировавшаяся в это время обширная высокая терраса и древняя дельта р. Урала, следовавшая за отступавшим морем.

На фоне общего падения высот низменности в южном направлении высота ее несколько увеличивается близ Волго-Уральских песков. Эта слабо выраженная в рельефе выпуклость, возникновение которой обусловлено тектоникой местности, оказывает большое влияние на формирование ряда основных своеобразных черт рельефа области бессточных рек. Этого вопроса нам придется особо коснуться дальше. В пределах выпуклости расположена слабо повышенная супесчаная, с отдельными массивами перевеянных песков, Прибалыктинская равнина, которая окаймляет Чижинско-Балыктинскую лиманную низину с юга. На востоке Прибалыктинская равнина подходит к древней дельте Урала, а на юге — к массиву Волго-Уральских песков.

Прикаспийская низменность геологически молода. На ее поверхности, сравнительно недавно обнажившейся из-под вод последней крупной трансгрессии Каспийского (хвалынского) моря, формы рельефа морского дна сохранили еще почти нетронутым «первичный» план своего морского строения. Замедленность здесь процессов денудации вследствие равнинности территории и местных климатических условий определяет ничтож-

II. Аллювиальные равнины долины р. Урала: *10* — пойма; *11* — низкая надпойменная послехвалынская терраса; *12* — высокая надпойменная позднехвалынская терраса; *13* — послехвалынская отмершая дельта р. Урала. III. *14* — абразионно-денудационная (бакинская) терраса южного склона Общего Сырта. IV. Формы рельефа: *15* — останцы лиманного размыва; *16* — бугры подземных соляных куполов; *17* — эоловые бугристо-барханные пески; *18* — озера: *а* — соленые (соры); *б* — пресные; *19* — падины: *а* — большие, в первичных неровностях морского дна; *б* — малые, суффозионно-эрозионные; *20* — западинный микрорельеф суффозионного происхождения; *21* — пологие абразионные уступы; *22* — пологие денудационные уступы; *23* — дельтовые бугры и гряды

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ную расчлененность ее текучими водами и относительную устойчивость первичных форм, претерпевающих существенные изменения лишь на песчаных, легко развеваемых равнинах и в прилегающих к большим рекам (Волге и Уралу) нешироких участках, где формировались древние дельты этих рек.

В течение четвертичного периода в развитии рельефа Прикаспийской низменности определяющую роль играли, с одной стороны, воздействие тектоники, как древней, так и молодой, а с другой — деятельность древнекаспийского моря, несколько раз заливавшего низменность своими водами и стремившегося сгладить, занести осадками созданные движениями земной коры неровности его дна. Значительно меньшее влияние на формирование рельефа низменности оказывала работа древних и современных рек.

Тектонические неровности в северном Прикаспии имеют обычно прямое выражение в рельефе и определяют основные черты его геоморфологического строения. Как известно, Прикаспийская низменность представляет собой крупную тектоническую впадину, мезо-палеозойский фундамент которой прикрыт толщей плиоценовых и четвертичных рыхлых песчано-глинистых отложений. В пределах впадины в свою очередь выделяется ряд более мелких структур разного возраста.

Помимо непрерывных колебательных общих эпейрогенических движений земной коры, обусловливавших закономерную смену морских и континентальных циклов в истории Прикаспия, на его территории в течение четвертичного периода происходили дифференциальные движения, обусловившие формирование ряда особенностей его новейшей геоморфологической структуры. На проявления новейшей тектоники и на непрерывность процесса новейших тектонических движений в Прикаспии имеются указания ряда исследователей (Жуков, 1941; Николаев, 1949; Герасимов, 1951).

М. М. Жуков отмечает, что при непрерывности процесса тектонических движений усиление их в Прикаспийской низменности происходило на рубеже бакинского и хазарского веков и во вторую половину хвалынского века. Однако, по мнению М. М. Жукова, в Прикаспии вряд ли можно выделить фазы движений регионального значения за плиоценовое и четвертичное время, ведущие к образованию складчатых структур. Учитывая дифференцированность движений, здесь скорее следует ожидать разновременности проявления дислокаций в различных районах.

И. П. Герасимов выдвигает в качестве рабочей гипотезы предположение о наличии в северном Прикаспии системы молодых складок северо-западного простирания, имеющих прямое выражение в рельефе и определивших основные черты современной орографии низменности. Как показали наши исследования, это предположение И. П. Герасимова находит подтверждение в ряде черт геоморфологического и геологического строения низменности. Оно не противоречит, на наш взгляд, тому, что в четвертичное время в Прикаспии происходили также разновременные дифференциальные движения земной коры. Новейшая тектоника очень отчетливо сказывается на рельефе области бессточных рек, однако на развитие ее рельефа и формирование ряда характерных черт ландшафта не меньшее влияние оказывали и более древние тектонические поднятия, которые также имеют прямое выражение в рельефе.

В пределах области бессточных рек выделяются на западе и востоке две молодые антиклинальные полосы (складки) северо-западного простирания (см. фиг. 1), разделенные вытянутой синклинальной депрессией, осложненной на севере более древним, чем складки, широтным прогибом.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

В рельефе антиклинальные полосы соответствуют Прикаспийской и Приуральской водораздельным равнинам. Центральная часть синклинальной депрессии, которую мы называем Чижинско-Балыктинской, занята Чижинско-Балыктинской лиманной низиной, а склоны депрессии к этой низине соответствуют низким Причижинским водоразделам. Широтный прогиб, осложняющий северную часть депрессии, сказывается на расширении ее северной половины. Западная часть прогиба занята узкой, вытянутой почти широтно низиной Большого Лимана, отделенного от Чижинских лиманов низким водоразделом.

Новейшие складки на севере окаймлены более древней структурной ступенью, в пределах которой сформировалась раннехвалынская терраса древнего Каспия. В южной части области бессточных рек протягивается древнее тектоническое поднятие, пересекающее междуречье в почти широтном направлении (Прикаспийское поднятие). Это поднятие геологи выделяют как гипотетическое (Неволин, 1951), но существование его здесь хорошо обосновывается геоморфологическими данными. В пределах его расположены слабо повышенная Прибалыктинская равнина и позднехвалынская дельта Урала, ограничивающие область бессточных рек на юге.

Большую роль в формировании мезорельефа области бессточных рек, и в первую очередь в формировании большинства бессточных впадин, играют соляно-купольная тектоника и движения земной коры, связанные с ростом соляных куполов. Рост последних был в течение четвертичного периода особенно активным в зонах новейших опусканий (Косыгин, 1950; Мещеряков, 1953). Изменение знака молодых, не прекратившихся до настоящего времени дифференциальных движений сразу же сказывалось (и сказывается) на изменении активности роста соляных куполов на том или ином участке Волго-Уральского междуречья.

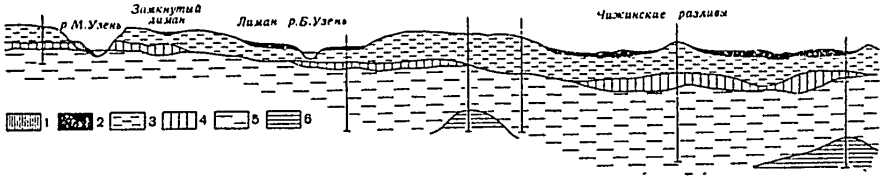
Вопросы палеогеографии Прикаспийской низменности, и в этой связи палеогеографии области бессточных рек в послехвалынское время, были рассмотрены в большой и интересной, но дискуссионной работе М. М. Жукова (1945). Этот исследователь развивает взгляд об огромном размахе блуждания рек (Волги, Урала и др.) на территории Прикаспийской низменности еще в недавние геологические времена и о решающем влиянии его на формирование основных особенностей ее современного рельефа. Это представление получило известное распространение в нашей литературе (Николаев, 1949; Ковда, 1950, и др.). В соответствии с ним лиманы и бессточные реки представляют собой реликтовые образования — следы древней речной сети, свидетельствующие о значительной обводненности низменности поверхностными водами в то время, когда хвалынское море отступало к югу. Это очень заманчивое своей стройностью построение, однако, не подтверждается последними исследованиями. Материалы их показывают, что результаты эрозионной деятельности и блуждания рек в Прикаспии как в раннехвалынское, так и в позднe- и послехвалынское время (исследования автора) строго ограничены долинами рек и относительно неширокими, прилегающими к ним пространствами. Зоны размыва и аккумуляции речных осадков несколько расширялись вследствие образования дельтовых ветвлений у впадения рек в море, а также в области подводных дельт. Будучи тесно связанными с величиной колебаний береговой линии моря и с длительностью фаз его стояния на одном уровне, эти зоны блуждания дельтовых протоков, частично погребенные осадками, частично выраженные в рельефе (главным образом в низовьях рек), в пределах междуречья нигде не уходят далеко вглубь хвалынской равнины. Нигде также нами не обнаружены молодые позднe- и послехвалынские аллювиальные накопления, которые указывали бы на связь их с аллювием

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рек Волги и Урала. Лиманы и бессточные реки в их современном виде являются здесь образованиями, связанными с особенностями геологического строения северо-восточной части Волго-Уральского междуречья и с общими климатическими условиями юго-востока Русской равнины. Одним из важнейших доказательств правильности этого положения в первую очередь может служить геологический разрез лиманов и водораздельных равнин, где обращает на себя внимание: а) ничтожно малая мощность лиманного аллювия (от 0,1 до 1 м), залегающего на поверхности морских хвалынских (фаунистически охарактеризованных) отложений, и б) то обстоятельство, что огромные пространства водораздельных равнин сложены с поверхности толщей хвалынских морских, тоже фаунистически охарактеризованных бурых песчано-глинистых отложений (фиг. 2).

Низменность была значительно обводнена пресными водами в дохвалынское — хазарское время, когда, как показывает анализ геологических разрезов, в отдельных депрессиях северной половины низменности



Фиг. 2. Схематический геоморфологический профиль северной части области бессточных рек:

1 — надпойменная терраса р. Малый Узень (Q_{IV}^{a}); *2* — пойменные и лиманные отложения (Q_{IV}); *3* — хвалынские морские отложения (Q_{III}); *4* — ательские террасовые и лиманные отложения (Q_{II_2}); *5* — хазарские лиманно-аллювиальные отложения (Q_{II_1}); *6* — сингильские (верхнебакинские) наземно-континентальные и бакинские морские отложения (Q_I)

и в широких ложбинах Волги, Урала и других рек накапливались довольно мощные толщи аллювиального материала и долины рек были шире, чем теперь. На юге в это время расширялись границы хазарского моря, уровень которого в период его наиболее высокого стояния достигал абсолютной высоты 0—5 м. Одновременно с этим хазарская суша испытывала влияние усиленного стока вод из районов низкого и высокого Заволжья, что было связано, очевидно, с развитием ледниковых явлений (днепровское оледенение) на Русской равнине (Герасимов и Марков, 1939). Воды, попадая в пределы низменности, растекались в депрессиях и ложбинах (Чижинско-Балыктинская депрессия, Большой Лиман, Шор-Хаки и др.), имевших в основном тектоническую природу. Эти депрессии выражены также в современном рельефе низменности, будучи занятыми сейчас крупными лиманными и соровыми системами.

Судя по характеру хазарских аллювиальных отложений, можно думать, что течение вод в большинстве депрессий и ложбин было замедленным, возможно — сезонным, а режим, несмотря на большее обилие вод, был близким по типу к современному режиму лиманов. На большей части низменности хазарские пресноводные отложения представлены зеленовато-серыми иловатыми суглинками лиманного типа, реже — глинами и глинистыми песками с наземно-пресноводной фауной и растительными остатками. В долинах рек, наоборот, в это время накапливался преимущественно русловой песчаный и галечный материал с подчиненными прослоями глинистых и песчано-глинистых отложений, а местами с пойме-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ными торфяниками. При анализе геологических разрезов обращает на себя внимание обилие галечников в долинах Кушума и Урала, что свидетельствует о бурном течении этих рек и интенсивном разрушении коренных берегов Урала в его среднем течении. При этом в волжских хазарских отложениях галечников меньше, чем в уральских; в них преобладают пески.

Как видно, условия накопления осадков в речных долинах и на междуречных равнинах в хазарское время, несмотря на общую повышенную обводненность, были, так же как и теперь, несходными. Предварительные данные минералогических исследований позволяют предположить, что междуречные депрессии и реки в хазарское время далеко не всегда соединялись друг с другом и большей частью имели разные области питания. По имеющимся в нашем распоряжении материалам в настоящее время трудно с уверенностью судить о процессах формирования рельефа и размывах поверхности Прикаспийской низменности в древнечетвертичное дохазарское время, в период существования верхнебакинской (сингильской) суши. Как показывают разрезы Волги и Урала, а также буровые скважины, верхнебакинские (сингильские и астраханские) слои в пределах междуречья представлены глинистыми и суглинистыми коричневатыми и красновато-бурыми элювиальными и делювиальными образованиями [астраханская толща П. П. Православлева (1918)], а также грязновато-серыми песчано-глинистыми литологически неоднородными отложениями с растительными остатками (сингильские отложения), имеющими преимущественно пойменно-дельтовый и лиманно-болотный характер. Залегание верхнебакинских слоев на поверхности низменности не сплошное, мощность их обычно увеличивается в понижениях древнего рельефа. Как правило, красновато-бурые астраханские образования распространены главным образом на севере междуречья, тогда как сингильские преобладают на юге, хотя в долинах рек и, реже, в других понижениях они имеются и в северной половине междуречья.

Неполнота приведенных данных не позволяет составить вполне ясное представление о палеогеографии междуречья в верхнебакинское время. На основании этих данных можно лишь полагать: 1) что в верхнебакинское время обводненность северной части междуречья была меньше, чем южной, где, очевидно, происходили пойменно-дельтовые блуждания рек и, возможно, разливы лиманного типа, и 2) что долины крупных рек в верхнебакинское время уже существовали.

Пока трудно судить о наличии речных размывов в Прикаспии непосредственно в добакинское время. Есть указания (Батурин, 1937, и другие авторы), что глубокие размывы имели место здесь, как и на всей Русской равнине, в доакчагыльское время. Очевидно, они в основном следовали по существовавшим в то время тектоническим линиям. Такого рода древней эрозионно-тектонической бороздой были долины Волги и, видимо, Урала, а может быть и некоторых других рек в пределах междуречья.

О ПРИРОДЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ БЕССТОЧНЫХ ВПАДИН

Как показали наши исследования, в происхождении бессточных впадин и, в частности, в происхождении лиманов разных типов имеются, наряду с общими чертами, существенные различия. Генезис впадин и их геоморфологическое строение определяют основные особенности их физико-географического режима и современного ландшафта. У лиманов это, кроме того, находит яркое выражение в богатстве и хозяйственной ценности свойственного им растительного покрова.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Ниже мы приводим характеристику генезиса и природы бессточных впадин, в результате которой попытаемся дать схематическую классификацию этих образований.

Чижинско-Балыктинская система лиманов. Лиманы этой системы расположены в центральной части Чижинско-Балыктинской депрессии, которая представляет собой неглубокое (до 4 м) понижение, разделенное в северной части на две ветви, питаемые разными реками. Речки Чижа 1-я, Чижа 2-я, Чижа 3-я, Паника и другие, более мелкие, образуют на западе Чижинские разливы, р. Восточная Дюра и несколько совсем небольших речушек образуют на востоке Дюринские разливы. На юге обе ветви, сливаясь, переходят в меридиональную, суживающуюся до 20—30 км, и длинную (80—90 км) полосу Балыктинских разливов, протягивающуюся почти до южных границ области бессточных рек.

Чижинско-Балыктинские лиманы характеризуются неровным лиманным микро- и мезорельефом эрозионного происхождения (руслообразные неглубокие борозды и понижения, удлиненные валы и бугры и т. д.). В пределах лиманной депрессии можно выделить поверхности разного уровня, слабо наклоненные к центру впадины и незначительно (на 0,5—1,5 м) отличающиеся друг от друга по высоте. Обычно более высокие из них опоясывают более низкие, но иной раз такая правильность их расположения нарушается вследствие размыва поверхности наводковыми водами. Эти своеобразные лиманные террасы заливаются весенними водами и освобождаются от них в разные сроки.

Более высокие поверхности покрываются обычно сравнительно тонким (до 30 см) слоем воды, которая довольно быстро (за 7—20 дней) спадает. На поверхностях среднего уровня вода стоит дольше и мощность слоя ее возрастает иногда до 1,5 м. Поверхности низкого уровня бывают покрыты слоем воды значительной толщины (свыше 1,5—2 м). Вода застаивается здесь долго, а в отдельных впадинах сохраняется в течение всего лета. В многоводный 1952 г. поверхность Балыктинских разливов в конце июля еще была покрыта мокрыми лугами и заболочена.

Необходимо отметить, что в обводнении Чижинско-Балыктинской системы лиманов, помимо речных вод, немалую роль играют также местные талые снеговые воды, которые в отдельные многоснежные годы бывают очень обильными. Это относится также и к другим лиманам, обводняемым в основном речными водами.

Разные условия весеннего обводнения вызывают существенные различия в режиме грунтовых вод и характере почвенного и растительного покровов поверхностей разных уровней. Наиболее ценная в кормовом отношении растительность (пырейные луга) характерна для поверхностей среднего уровня, с обильным, но не избыточным увлажнением.

Собственно Чижинские разливы представляют собой обширную неглубокую лиманную ванну (2—4 м), у северной границы которой заканчиваются многочисленные бессточные речки, образующие в «воротах» разливов редкую сеть очень мелких протоков и озерных впадин (Бирказан и др.), летом пересыхающих и покрывающихся тонкой коркой соли или зарастающих тростником. Поверхность Чижинских разливов имеет слабый уклон к югу, но у места перехода к Балыктинским разливам она несколько повышается. Среди обширных луговых пространств Чижинских разливов поднимаются отдельные невысокие, иногда очень крупные останцовые массивы водораздельной комплексной равнины, которые никогда не заливаются полыми водами лиманов. Большой останцовый массив расположен у «входа» в Балыктинские разливы. Сильно суживая этот вход,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

останцовый массив затрудняет также поступление в Балыктинские разливы весенних вод из Чижинских и Дюринских лиманов.

Дюринские лиманы (разливы), питаемые р. Восточной Дюрой, представляют собой узкую, несколько расширяющуюся к югу полосу, где четковидные и долинообразные лиманы чередуются с вытянутыми увалами — останцами размыва водораздельной поверхности наводковыми водами. Характерной чертой Дюринской полосы лиманов является то, что она не бессточна для поверхностных, а отчасти и для грунтовых вод. В период наводка устремляющиеся к югу воды Дюринских разливов производят обычно довольно значительную эрозионную работу. Летом Дюринские разливы обычно сухи. Здесь выделяется центральная руслообразная широкая полоса ежегодного весеннего затопления, к которой причленяются боковые вытянутые лиманы, имеющие разную глубину и соединяющиеся с основным руслом протоками.

Балыктинские разливы питаются в основном за счет сброса в нее вод из Чижинских и Дюринских разливов. Только в самой южной части известную роль играют разливы вод рукава Урала, р. Кушума. На севере, как уже указывалось, Балыктинская депрессия отделена от северной части Чижинско-Балыктинской впадины невысоким порогом и останцовым массивом, затрудняющими, особенно в маловодные годы, свободный сток чижинско-дюринских вод в Балыктинские лиманы. На юге полоса Балыктинских разливов ограничена слабо повышенной (Прибалыктинской) равниной, сложенной хвалынскими супесями и суглинками. Эта равнина закрывает наводковым водам выход за пределы Балыктинской системы и обусловливает их длительное застаивание на юге разливов. В годы высоких паводков небольшое количество воды из Балыктинских разливов частично стекает через р. Мухор за пределы Чижинской системы, в район Камыш-Самарской депрессии.

Нельзя не остановиться здесь вкратце на характеристике Кушума — рукава Урала, пересекающего поверхность Приуральской водораздельной равнины и слепо заканчивающегося на юге Балыктинской депрессии. Эта оригинальная бессточная река, питающаяся эпизодически, в паводок водами Урала, имеет широкую древнюю ложбину стока, существовавшую еще в хазарское время и заполнившуюся тогда мощной толщей песчано-галечниковых отложений. Кушум, будучи затоплен водами хвалынского моря, так же как Узени и Урал, освоил затем, после отступания последнего, свою древнюю ложбину.

В позднехвалынское время Кушум в своей южной части представлял собой один из протоков древней дельты Урала, широко раскинувшей сеть своих рукавов и протоков в северной части Прикаспийского поднятия, к югу от которого располагалось море. Впоследствии, когда море отошло дальше к югу и Урал устремился вслед за ним, Кушум, оторвавшись от древнего Каспия, остался связанным с юго-восточной окраиной Балыктинской депрессии, образуя в своих низовьях систему ныне усыхающих лиманов, еще недавно ежегодно затоплявшихся водами Кушума.

Речные воды, приходящие с Общего Сырта и северной части Прикаспийской низменности, а также из Урала через Кушум, выносят в Чижинско-Дюринские и Балыктинские лиманы тонко измельченный взвешенный глинистый и мергелистый материал и вымытые из пород соли. Количество взвешенного материала в паводковых водах, разливающихся по поверхности лиманов, невелико. Бессточные реки сгружают обычно свои наносы в «воротах» Чижинско-Балыктинской депрессии, где образуются устьевые конусы выноса речного аллювия. Мощность последнего достигает здесь 3—4 м, а изредка еще больше. В лиманы паводковые воды приходят

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

уже резко осветленными, несущими малое количество материала, преимущественно взвешенного. Выпадающие из воды частицы пород, отлагаясь здесь из года в год, из десятилетия в десятилетие, образуют на поверхности морских хвалынских отложений незначительный по мощности (0,2—1,2 м) пласт суглинистого и карбонатного (вследствие разрушения пород Общего Сырта) аллювия. Вследствие того что процесс субаквальной аккумуляции осадков носит здесь кратковременный, сезонный характер (исключение представляют отложения осадков в озерах и в других постоянных водоемах) он, так же как и в поймах рек, не нарушает процесса почвообразования, который на большей части территории идет непрерывно. Вследствие этого лиманный аллювий обычно несколько гумусирован и обогащен растительными остатками, а местами прорезан тонкими прослоями погребенных почв.

Физико-географический режим лиманов, обусловливающий особенности их внешнего облика, отличается своеобразием. Весной, в период паводка, почвы и грунтовые воды здесь несколько опресняются просачивающимися вглубь поверхностными водами. Одновременно с этим уровень грунтовых вод повышается, причем местами они на известный период времени смыкаются с поверхностными водами. Это обильное увлажнение обусловливает развитие здесь пышной луговой растительности, в частности — развитие наиболее богатых и ценных в кормовом отношении пырейных лугов. Летом, когда лиманы обсыхают, начинается усиленное испарение влаги, которое вызывает капиллярное подтягивание к поверхности солей из близких грунтовых вод и засоление почв, вновь промываемых затем лишь следующей весной.

Паводковые воды разливов, просачиваясь вглубь и приближая уровень соленых грунтовых вод к поверхности, одновременно несколько опресняют — разбавляют их. Однако количество солей при этом здесь не изменяется, так как одновременно в грунтовые воды вносятся соли, вымытые реками из почвы и из пород, слагающих южную окраину Общего Сырта и северную часть Прикаспийской низменности.

Бессточность лиманов, препятствующая стоку поверхностных вод, способствует вековому накоплению солей, усиливающемуся у южного, слепого окончания системы, и превращает Чижинско-Балыктинскую депрессию, в первую очередь Балыктинскую часть ее, в своеобразный коллектор солей в области бессточных рек. Однако Балыктинские лиманы бессточны не только для поверхностных, но и для подземных вод. Водораздельные равнины, замыкающие область бессточных рек на юге, расположены в северной части Прикаспийского тектонического поднятия, протягивающегося с восток-юго-востока на запад-северо-запад и разделяющего Прикаспийскую впадину на две части — северную и южную (см. фиг 1). Эта поднятая полоса хорошо выявляется геофизическими исследованиями в восточной части Прикаспия (за Уралом), а в области Волго-Уральского междуречья она, как указывалось, отмечается как гипотетическая. Однако существование ее здесь, как и на западе, подтверждается геоморфологическими данными. Перекрытое толщей плиоценовых и четвертичных отложений, это слабо выраженное в рельефе поднятие отделяет область бессточных рек от южных районов низменности и является естественным барьером на пути поверхностных вод, устремляющихся весной к югу по Чижинско-Балыктинским лиманам и по рекам Большой и Малый Узень. Наличие этого барьера древнего поднятия, с одной стороны, а с другой — сезонный характер и малая мощность рек и лиманных вод, которые не могут промыть себе путь через барьер к югу, являются основными причинами бессточности области и ряда связанных с этой бессточно-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

стью вредных природных явлений. Основными из них являются подпор и застаивание соленых грунтовых вод на юге области, особенно ярко выраженные в Чижинско-Балыктинской лиманной депрессии. Подпор грунтовых вод на юге Балыктинских разливов вызывает общее для всей системы повышение зеркала лиманных грунтовых вод. По мере движения к югу увеличивается соленость этих вод.

При ежегодном естественном обводнении, обусловливающем нормальные высокие урожаи трав, это общее повышение уровня грунтовых вод создает подпор соленых грунтовых вод у окаймляющих лиманы водоразделов, что вызывает постепенное засоление прилегающих к лиманам водораздельных пространств. Ширина полосы таких засоленных водоразделов у окраины Чижинско-Балыктинских лиманов колеблется в настоящее время от 1 до 6 км.

При естественном затоплении лиманов их бессточность вызывает длительное застаивание вод в понижениях лиманного рельефа, заболачивание этих понижений и снижение их продуктивности как сенокосов. При более обильном, чем в настоящее время, обводнении лиманов, которое является основным условием повышения продуктивности луговых сенокосов и расширения площади лиманов, одновременно необходимы мероприятия по борьбе с их бессточностью, как с первопричиной вредных физико-географических явлений. В ряду этих мероприятий основными должны быть: а) создание общей проточности системы, т. е. устранение условий подпора поверхностных и грунтовых вод на юге; б) дренирование зоны подпора грунтовых вод по окраине лиманов во избежание засоления прилегающей полосы водоразделов; в) регулирование наводковых разливов лиманов и бессточных рек и правильное распределение весенних вод по поверхности лиманов в соответствии с требующимися нормами полива [1].

Б о л ь ш о й Л и м а й. Этот лиман расположен в почти широтной (вытянутой с запад-северо-запада на восток-юго-восток) эрозионно-тектонической депрессии. Он представляет собой лиман смешанного (речного и снегового) питания. В настоящее время он усыхает и разбит на цепь крупных лиманов, разделенных повышениями. Наиболее глубокая часть Большого Лимана, в центре которой находится пересохшая озерная впадина Сор-Куна, расположена на юго-востоке впадины. Лиман сложен толщей лиманного суглинистого аллювия различной, но небольшой мощности, залегающего на хвалынских бурых суглинках и глинах.

Можно предполагать, что ложбинообразная впадина Большого Лимана видоизменена деятельностью древней, дохвалынской эрозии и сглажена и полузанесена осадками хвалынского моря. По имеющимся у нас данным трудно судить об условиях стока грунтовых вод в Большом Лимане. Обводнение его происходит за счет наводковых разливов р. Западной Дюры, за счет местных талых снеговых вод и весеннего стока с сыртовых увалов, близко подходящих к северо-западной окраине лимана. В настоящее время из этих трех источников в лиман поступает очень мало воды (исключением является лишь многоводный 1952 г.).

Сопоставление отдельных фактов и наблюдений показывает, что уменьшение обводнения Большого Лимана приводит к тому, что, не испытывая весеннего опресняющего воздействия наводковых вод, отдельные лиманы этой системы на первых порах начинают засоляться. Одновременно с этим начинается понижение уровня соленых грунтовых вод. Когда это понижение доходит до известного предела, начинается обратный процесс рассоления лиманов и нового изменения их ландшафтного облика (остеп-

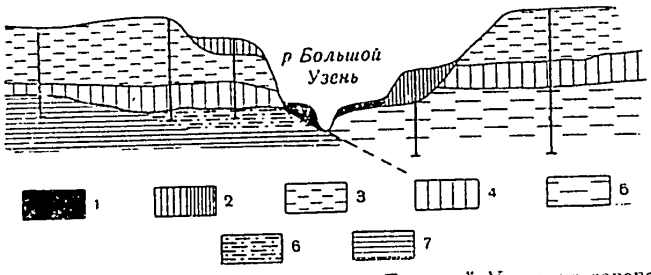
[1] Эти нормы необходимо выяснить на стационарах экспериментальным путем.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

нения и приближения к облику падины). Из изложенного видно, какое большое значение в вопросе преобразования природы лиманов будет иметь регулирование орошения и правильно выбранные нормы поливных вод для разных типов лиманов.

Пойменные лиманы долин рек Большой и Малый Узень. Западная часть области пересечена двумя наиболее крупными бессточными реками — Большой и Малый Узени, текущими на юго-восток почти параллельно друг другу. Бросается в глаза, что направление их течений в пределах низменности повторяет в целом направление простирания молодых складок и, очевидно, связано с какими-то тектоническими линиями, возможно, с границами молодых структур. Это обстоятельство, повидимому, стимулировало развитие соляных куполов



Фиг. 3. Схема строения долины р. Большой Узень на севере области бессточных рек (вне лиманов):

1 — пойма; *2* — надпойменные террасы; *3* — хвалынские морские отложения; *4* — ательские террасовые отложения; *5* — хазарские аллювиальные отложения; *6* — астраханские аллювиальные образования; *7* — бакинские морские отложения

в долинах рек Большой и Малый Узени в четвертичное время. Есть указания (Жуков, 1941; Мещеряков, 1953), что в настоящее время активный рост соляных куполов наблюдается преимущественно в долине Большого Узеня, в долине же Малого Узеня современный активный рост соляных куполов исследованиями Ю. А. Мещерякова констатирован не был. Геологический разрез долин Большого и Малого Узеней (фиг. 3, см. также фиг. 2) позволяет установить, что ложбины их уже были намечены в позднехазарское (ательское) время и, видимо, впадали тогда в хазарское море, граница которого проходила между современными абсолютными отметками от 0 до 5 м. Затем долины рек были затоплены водами хвалынского моря и погребены его осадками. При отступании хвалынского моря Узени вновь прорыли свои ложа в древних ложбинах. В период стояния хвалынского моря на нулевых абсолютных отметках (позднехвалынская стадия) Узени вливали в него свои воды. Впоследствии, при сокращении границ моря, реки оторвались от него, не сумев, вследствие своей маловодности, преодолеть преграду Прикаспийского поднятия. После отделения от моря режим Узеней стал близким к современному.

Долины Большого и Малого Узеней в северной части области врезаны довольно глубоко и имеют одну-две террасы, образовавшиеся в позднехвалынское время и нередко деформированные соляной тектоникой. По мере движения к югу глубина долин уменьшается и в них образуются пойменные луговые расширения — лиманы, которые по происхождению можно разделить на две группы.

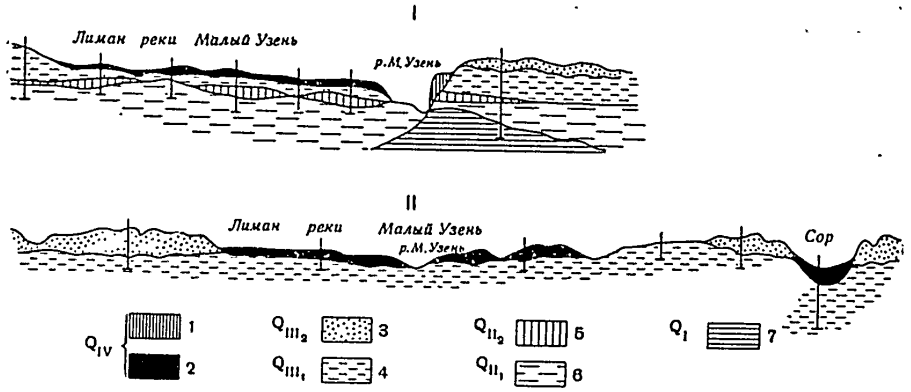
К первой группе относятся пойменные расширения, возникающие там, где река пересекает замкнутые лиманы (очень многочисленные на поверх-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ности Причижинских водоразделов) и осваивает их, включая в состав своей долины. Берега рек здесь низкие, высоких террас нет и долины превращены в обширные лиманно-пойменные пространства, иной раз разделяющиеся по режиму обводнения на два уровня: низкую пойму, ежегодно заливающуюся полыми водами рек, и высокую пойму, затопляемую не ежегодно. Наряду с этим вне лиманных расширений в долинах Узеней имеются узкие (50—200 м) пойменные терраски, образование которых связано непосредственно с эрозионной и аккумулирующей работой этих рек.

Исследования показали, что пойменные лиманы сложены с поверхности толщей суглинистых и глинистых морских хвалынских отложений,



Фиг. 4. Схема строения долины р. Малый Узень в южной части области бессточных рек. *I* — близ северной окраины Камыш-Самарской депрессии; *II* — в пределах этой депрессии:

1 — надпойменные террасы (Q_{IV}); *2* — лиманный аллювий и грязе-солевые отложения соров (Q_{IV}); *3* — позднехвалынские морские перевеянные пески (Q_{III_2}); *4* — хвалынские морские неперевеянные отложения (Q_{III_1}); *5* — ательские континентальные отложения (Q_{II_2}); *6* — хазарские морские отложения (Q_{II_1}); *7* — бакинские морские отложения (Q_{I_1})

прикрытых тонким слоем лиманных суглинков, накопившихся здесь в позднe- и послехвалынское время, после отступания хвалынского моря. При этом мощность толщи узенских отложений, слагающих высокие террасы этих рек вне лиманов, значительно больше — она достигает местами 5—6 м (фиг. 4, см. также фиг. 2). Это подтверждает вывод о том, что лиманные расширения в долинах представляют собой не результат деятельности реки, а первичные понижения поверхности морского дна, освоенные затем, в сравнительно недавнее время, реками. Захват реками водораздельных лиманов представляет собой процесс, не закончившийся, очевидно, и доныне.

Лиманы второй группы связаны в своем образовании с ростом подземных соляных куполов, пересекаемых реками. Соляные купола по мере своего роста повышают на отдельных участках днище рек, создавая здесь подобие плотин, перегораживающих русла и задерживающих нормальный сток вод к югу. Такие растущие естественные преграды обусловливают подпор весенних вод на отдельных плесах и возникновение здесь лиманов, которые в период паводка заливаются полыми речными водами. Эти лиманы, которые мы, в отличие от низинных лиманов первой группы, будем называть «плотинными», обычно вследствие подпора грунтовых вод соляно-купольными подземными поднятиями более засолены, чем первые, и имеют

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

несколько отличающиеся от них луговые ландшафты. Плотинные лиманы в долине р. Большой Узень продолжают расширять свои площади и в настоящее время, по мере роста солянокупольных структур. Мощность лиманных отложений в плотинных лиманах невелика (20—80 см). Примером лимана плотинного типа может служить крупнейший лиман на Большом Узене, к югу от с. Фурманово. Русло реки, глубоко врезанное на участке Передовой — Фурманово, ниже с. Фурманово внезапно, в связи с ростом перегораживающего реку подземного соляного купола, теряется в рельефе, расплываясь в лиманах, а затем несколькими километрами ниже формируется вновь и доходит, неглубоко врезаясь, до области Камыш-Самарской депрессии.

В связи с наличием и активным ростом соляных куполов в долинах Большого и Малого Узеней, эти реки оказывают слабое дренирующее влияние на прилегающие пространства водораздельных равнин, а местами и совсем его не оказывают. То же самое относится и к долине р. Кутум, где также отмечается активный рост соляных куполов. Надо, однако, отметить, что деформации дна долины у Кушума более слабые, чем у Узеней, а пойменных расширений мало и они, сравнительно с узенскими, узки.

Физико-географический режим Узенских лиманов в общих чертах сходен с режимом Чижинско-Балыктинских лиманов. Однако между ними есть и различия, которые заключаются прежде всего в том, что Узенские лиманы, особенно низинные, вследствие своего положения в долинах рек, дренируются последними и менее засолены. В более засоленных плотинных лиманах развитие вредных явлений (засоление водоразделов и др.), аналогичных таким же явлениям в Балыктинских лиманах и связанных с подпором грунтовых вод подземными солянокупольными поднятиями, несколько смягчается тем, что разливы лиманных вод имеют здесь частичный сток по реке к югу. Однако нельзя все же преуменьшать вредного влияния этого подпора вод, усиливающего процессы засоления почв в Узенских лиманах.

Долины Большого и Малого Узеней заканчиваются, дробясь на рукава и протоки на юге, в Камыш-Самарской депрессии. Эта депрессия является современной областью сброса узенских паводковых вод и базисом аккумуляции приносимых ими солей и осадков. Поверхность ее испещрена системой озер различной величины и формы, соединенных протоками. Межозерные пространства сложены хвалынскими и позднехвалынскими супесями и песками, поверхность их обычно плоская, но местами она вехолмлена вследствие перевевания песков и образования здесь барханно-бугристых и барханных массивов. Абсолютные высоты поверхности депрессии местами ниже 0 м.

Минерализация Камыш-Самарских озер разная: встречаются как пресные, так и горько-соленые озера. Весной озера и ерики (протоки) наполняются паводковыми водами. Летом большинство их пересыхает и покрывается коркой или выпотами соли. Озерные впадины — плоские, неглубокие, размеры их колеблются от 200—300 м до 4 км в диаметре. Склоны водораздельных равнин к озерам — пологие, часто слабо выраженные в рельефе. Озерные террасы наблюдаются редко. По мере спада весенних вод окраины озер зарастают тростником.

В образовании некоторых озер можно предполагать участие солянокупольной тектоники (компенсационные мульды и др.), однако бо́льшая часть озер образовалась, повидимому, не тектоническим путем, а вследствие освоения паводковыми водами понижений другого происхождения и вследствие эрозионной работы паводковых речных вод.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Камыш-Самарская депрессия ограничена на юге огромным массивом Волго-Уральских песков, в пределы которых в отдельные годы внедряются паводковые воды Узеней, быстро поглощаемые песками. Цепь солончаковых низин и мочежин обозначает путь паводковых вод в песках.

Следами более широких, чем в настоящее время, разливов узеньских вод являются также речные пески с пресноводной фауной, залегающие на морских отложениях к юго-востоку от границ депрессии. К сожалению, имеющихся в нашем распоряжении материалов по распространению этих песков с пресноводной фауной недостаточно, чтобы внести ясность в вопрос о том, существовал ли некогда хотя бы частичный сток вод из Камыш-Самарской депрессии в р. Урал.

В образовании Камыш-Самарской депрессии, помимо тектоники, известную роль играла, очевидно, размывающая работа древних Узеней. Так, северная окраина Прикаспийского поднятия, преграждавшего Узеням дорогу к югу, была в поздне- и послехвалынское время ими частично размыта. Одновременно они заносили депрессию песками (впоследствии перевеянными), что способствовало непрерывному ослаблению размывающей силы этих маловодных рек, не имевших, видимо, и тогда постоянного стока, и формированию их современных слепых дельт.

Замкнутые лиманы и другие бессточные впадины. Широкое распространение в области бессточных рек, кроме крупных лиманных систем, небольших замкнутых понижений (лиманов, падин, соров, а также западин), являющихся неотъемлемыми особенностями рельефа водораздельных равнин, заставляет специально остановиться на их характеристике. Ландшафты этих понижений, увлажняющихся лучше, чем окружающая равнина, за счет талых снеговых и других вод местного стока, резко отличаются от ландшафта равнины. Общим для большей части понижений (за исключением западин и малых падин) является то, что они представляют собой элементы мезорельефа морского дна, изобиловавшего неровностями разного происхождения. Сглаженные морем и полузанесенные его осадками замкнутые понижения, после отступания моря, в зависимости от их рельефа и внутреннего строения, приобретали в зональных условиях северного Прикаспия физико-географический облик лиманов, падин или соров.

Часть бессточных впадин образовалась в непосредственной связи с солянокупольной тектоникой. Таковы впадины полузанесенных морскими осадками компенсационных мульд. Более глубокие из них после регрессии моря превратились в соры, а менее глубокие — в лиманы. Часть крупных лиманов образовалась в понижениях морского дна, соответствовавших не мульдам, а сглаженным морем межкупольным понижениям. Значительное количество бессточных впадин (падины, некоторые лиманы) имеет нетектоническое происхождение. Они представляют собой неровности морского дна, образовавшиеся в зоне хвалынского мелководья в результате перераспределения морем осадков, вносимых в него реками, а также, возможно (прямых указаний на это мы не имеем), представляют собой иногда и более глубокие участки погребенных морем речных долин. Происхождение некоторой части лиманов и падин (больших) может быть связано с деятельностью речной эрозии (плесы ранее существовавших протоков), а иной раз и с суффозионными процессами (малые падины).

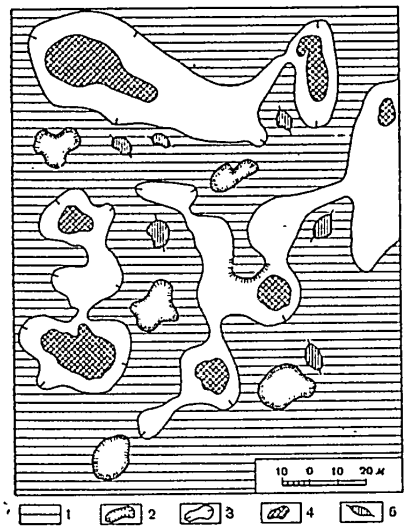
Суглинистым равнинам северной части Прикаспийской низменности, в частности водораздельным равнинам области бессточных рек, свойствен широко распространенный здесь западинный микрорельеф суффозионного происхождения. Основной формой этого своеобразного микро-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рельефа являются западины. Кроме того, к нему относятся малые падины, генетически связанные с западинами.

Западины — степные блюдца, имеющие диаметр от 1 до 20—30 м и глубину до 30 см, испещряют поверхность суглинистых водораздельных равнин, по образному местному выражению, «как осины лицо рябого». Бессточные микрокотловины увлажняются лучше, чем окружающие повышенные участки, и поэтому в них развиты более опресненные почвы и травянистая и кустарниковая остепненная растительность. На суглинистых равнинах Прикаспия они являются, наряду с другими понижениями, очагами формирования степных ландшафтов, которые постепенно, но неуклонно используя благоприятные условия рельефа и увлажнения, завоевывают себе позиции на широких просторах северного Прикаспия (Келлер, 1936; Иванова и Левина, 1952, и др.).



Фиг. 5. Участок Приуральской равнины с западинами и образующимися из них маленькими падинами

1 — Приуральская равнина; *2* — западины; *3* — падины, *4* — наиболее глубокие их части; *5* — сусликовые бугорки

Формирование западин в Прикаспии представляет собой процесс современный, тесно связанный с развитием современного ландшафта равнин северного Прикаспия. В благоприятных условиях обводнения, особенно при наличии небольших уклонов поверхности, способствующих переливанию весенних вод из западины в западину, можно наблюдать слияние нескольких западин друг с другом и образование более крупных, слабо углубленных понижений — падин суффозионного или суффозионно-эрозионного происхождения (фиг. 5). Они отличаются от больших первичных падин, образовавшихся в неровностях морского дна, значительно меньшими размерами (100—300 м) и меньшей углубленностью (до 0,5 м), а также характером почвенно-растительного покрова, имеющего здесь скорее степной облик, в то время как в больших падинах он имеет более луговой характер.

Различия современной природы и режима более крупных бессточных понижений (больших падин, лиманов и соров) обусловлены различиями их генезиса и внутреннего строения, а также глубиной их вреза в поверхность равнины, что создает разные условия их весеннего обводнения.

Большие падины распространены преимущественно на поверхности Приуральской (реже — Приузенской) водораздельной равнины. Они формируются в неглубоких понижениях нетектонического происхождения. Склоны их незаметно сливаются с поверхностью равнины. Характерной чертой падин является то, что они бессточны только для поверхностных вод, грунтовые же воды хвалынских отложений под падинами имеют слабый сток, соответствующий общему уклону зеркала грунтовых вод в Прикаспийской низменности. По сравнению с лиманами и сорами падины, вследствие малой углубленности, получают небольшое количество весенних вод. Эти воды, согласно исследованиям А. Ф. Большакова

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

(1937), просачиваясь вглубь, опресняют почвы и поверхностные отложения падин и создают под ними, на поверхности довольно глубоко (глубже, чем в лиманах) залегающего пласта соленых грунтовых вод, линзы пресных вод. Со временем, летом, эти линзы постепенно растекаются, унося вмытые с поверхности соли. Относительно глубокое залегание грунтовых вод под падинами препятствует капиллярному подтягиванию солей к поверхности и их летнему засолению, а все это вместе взятое способствует довольно устойчивому опреснению падинных почв, что делает их пахотопригодными. Однако, вследствие меньшего увлажнения, здесь развивается значительно менее богатая и ценная луговая растительность, чем в лиманах. Как сенокосные угодья, падины сильно уступают лиманам.

Соры представляют собой глубокие замкнутые бессточные понижения, расположенные преимущественно в компенсационных мульдах, сопровождающих солянокупольные (обычно подземные) поднятия. Днища их углублены ниже уровня верхнего горизонта грунтовых вод. В области бессточных рек соры обычно заняты солеными озерками (Большой и Малый Соленые Сакрылы на юге Прикаспийской водораздельной равнины, некоторые из Камыш-Самарских озер и т. д.), которые летом почти полностью пересыхают, оставляя на поверхности корку соли и тонкую соленую грязь с рапой.

Особенностью соров является их повышенная засоленность и отсутствие на дне растительного покрова. Это связано в первую очередь с тем, что замкнутые и глубокие их впадины создают условия для естественного дренажа прилегающих частей межсоровых пространств и служат вековыми местными базисами аккумуляции солей, вымываемых из засоленных хвалынских отложений поверхностными, а также просачивающимися вглубь водами. Этот способ естественного дренажа местности, созданный самой природой, подсказывает в некоторых случаях пути дренирования больших лиманов северного Прикаспия (см. ниже).

Из перечисленных геоморфологических и ландшафтных типов замкнутых впадин наибольшее хозяйственное значение имеют замкнутые лиманы, питающиеся талыми снеговыми водами. Для них характерна пышная луговая растительность, поэтому их используют в качестве сенокосов, однако в этом отношении они значительно уступают Чижинским и Узенским лиманам. Глубина лиманов колеблется обычно от 3 до 4 м, в поперечнике они имеют 1—8 км. Эти лиманы очень широко распространены на поверхности Причижинских водоразделов и в меньшем количестве встречаются на Прикаспийской и Приуральской равнинах. Замкнутые лиманы встречаются также на водораздельных пространствах Прикаспийской низменности, вне области бессточных рек.

От окружающих водоразделов они отделяются пологими склонами, на которых происходит постепенная смена сухостепной растительности хвалынской равнины луговой растительностью лиманов. Днища последних постепенно углубляются к центру. В замкнутых лиманах хорошо выражены пояса лугов разного уровня и разной высоты и длительности затопления, обрамляющие друг друга. Поверхность лиманов сложена обычно тонким (10—30 см) слоем суглинистого лиманного аллювия, залегающего на хвалынских глинах и суглинках, а на юге — на хвалынских же супесях и песках. Обращает на себя внимание сильная трещиноватость поверхности, особенно у лугов низкого уровня. Ширина трещин-расселин достигает здесь местами 10—12 см, а глубина 10—30 см, а иногда и более. С трещинами связано формирование эрозионного микрорельефа — микрооврагков, ложбин, бороздок, микроувальчиков и т. д.

Замкнутые лиманы развиваются во впадинах, имеющих, как показы-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

вают рекогносцировочные исследования, различное внутреннее строение. Это сказывается на режиме и ландшафтном облике лиманов. По предварительным данным, как уже указывалось, можно выделить две группы лиманов. Образование одной из них связано с солянокупольной тектоникой, образование другой с ней не связано.

В лиманах, развивающихся во впадинах первой группы, создаются условия, затрудняющие подземный сток грунтовых вод. Подпор соленых грунтовых вод, при свойственном лиманам обильном увлажнении, вызывает и здесь ряд сопутствующих, охарактеризованных уже выше (при описании Баныктинских лиманов), вредных природных явлений. Однако в связи с тем, что обводнение замкнутых лиманов талыми снеговыми водами не так обильно, как речными, и эти воды совершенно пресные, все эти явления находят здесь менее резкое проявление, чем в Чижинско-Баныктинских лиманах. Засоленность замкнутых лиманов этой группы все же довольно значительная (лиман Ак-Куна и др.).

Основным и наиболее простым мероприятием по борьбе с вредными явлениями, вызываемыми бессточностью замкнутых лиманов, должно быть, на наш взгляд, строгое регулирование их весеннего затопления и, в отдельных случаях, дренирование зон подпора грунтовых вод по окраинам окаймляющих лиманы водоразделов.

Замкнутые лиманы второй группы развиваются во впадинах, образование которых не связано с тектоникой. Эти впадины не имеют затрудненных условий стока грунтовых вод, что характерно для лиманов первой группы. В этом отношении нетектонические лиманы напоминают падины. Они отличаются относительно большей, чем лиманы первой группы, опресненностью почв и грунтовых вод и несколько более глубоким залеганием последних.

Те и другие лиманы характеризуются ничтожной (до 20—30 см) мощностью слоя суглинистого гумусированного лиманного аллювия, залегающего здесь на хвалынских суглинках (или на бурых, иногда трещиноватых глинах) и литологически очень сходного с ними. Никаких данных, свидетельствующих об участии в образовании лиманного аллювия материала, принесенного издалека, мы не находим. Это обстоятельство, наряду с очень малой мощностью лиманных суглинков, не дает оснований считать лиманы частью какой-то многоводной речной системы, якобы существовавшей здесь (Жуков, 1941, и др., см. выше) после отступания хвалынского моря.

Замкнутые лиманы, характеризующиеся пышной луговой растительностью, как сенокосные угодья все же уступают дельтовым и пойменным Чижинским и Узенским лиманам.

СХЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОГО РАЗДЕЛЕНИЯ БЕССТОЧНЫХ ВПАДИН

На основании всего изложенного можно предложить следующее генетическое геоморфологическое разделение бессточных впадин области бессточных рек.

Л и м а н ы представляют собой бессточные впадины разных размеров, иногда очень большие, занятые лугами и являющиеся богатейшими сенокосными угодьями Прикаспия. По генезису и режиму обводнения они разделяются на две большие группы (А и Б), которые в свою очередь делятся на подгруппы.

А. Лиманы, связанные с гидрографической сетью, обводняющиеся паводковыми речными и, в меньшей степени, снеговыми водами (глубина до 4 м, размеры от 10—20 до 100—180 км). Располагаются в устьях (сле-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ные дельты) и в долинах (широкие поймы) бессточных рек. Разделяются на следующие четыре подгруппы.

1. Дельтовые структурные лиманы, образование которых связано с основными чертами тектонической структуры области. К ним относятся лиманы в молодых тектонических депрессиях, перегороженных на юге, у границы Волго-Уральских песков, древним тектоническим поднятием (Чижинско-Балыктинская и Камыш-Самарская депрессии).

Дельтовые лиманы представляют собой концевые области сброса весенних наводковых вод бессточных рек. Они занимают огромные площади и используются как наиболее крупные сенокосы Прикаспия. Характерной их особенностью, связанной с геологическим строением, является бессточность для поверхностных и грунтовых вод, определяющая повышенную засоленность лиманов этого типа и засоление, вследствие подпора грунтовых вод, прилегающей к лиманам широкой полосы водоразделов.

К этому же типу структурных дельтовых лиманов относится, видимо, и Большой Лиман; однако, вследствие слабого обводнения его в настоящее время наводковыми водами, он не имеет некоторых физико-географических особенностей (засоленность лимана и прилегающих частей водоразделов), свойственных вообще лиманам этого типа.

2. Пойменные лиманы эрозионного происхождения. Представляют собой поймы рек, созданные в результате блуждания последних.

3. Пойменные плотинные лиманы, возникновение которых связано с ростом соляных куполов в долинах Большого и Малого Узеней, Кушум и др. «Плотины» солянокупольных поднятий затрудняют условия естественного дренажа лиманов реками, и вследствие этого плотинные лиманы более засолены, чем другие пойменные лиманы в долинах бессточных рек. Все же, будучи прорезаны реками, они дренируются лучше, чем структурные лиманы дельтового типа.

4. Пойменные низинные лиманы, развитые в долинах тех же рек, что и плотинные. По генезису они разделяются на: а) низинные структурные лиманы в освоенных реками (приключенных к рекам) неровностях морской хвалынской равнины, имеющих тектоническое происхождение (солянокупольная тектоника); это по существу замкнутые лиманы окружающих равнин, захваченные реками и частично дренированные ими; б) низинные аструктурные лиманы в освоенных реками (захваченных ими) неровностях морской хвалынской равнины, имеющих нетектоническое происхождение. Условия естественного дренажа в этих лиманах, вследствие отсутствия здесь подпора грунтовых вод и вследствие того, что они прорезаны — «спущены» — реками, лучше, чем у лиманов всех других генетических типов.

Все лиманы пойменного типа занимают значительно меньшие площади, чем дельтовые лиманы.

Б. Замкнутые лиманы, не связанные с реками, обводняющиеся талыми снеговыми водами. Глубина их 2—4 м, диаметр 1—8 км. Распространены повсеместно, но главным образом в пределах низких Причижинских водоразделов. Разделяются на две подгруппы:

1. Замкнутые структурные лиманы, образование которых связано преимущественно с солянокупольной тектоникой (полузанесенные осадками компенсационные мульды, небольшие межкупольные понижения и др.). Эти лиманы бессточны как для поверхностных, так и для грунтовых вод и засолены вследствие этого больше, чем нетектонические, но замкнутые же лиманы следующей группы.

2. Замкнутые структурные лиманы, образование которых связано с первичными неровностями (понижениями) хвалынской равнины, имеющими

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

нетектоническое происхождение (неровности морского дна, остатки эрозионных образований и т. д.). Эти лиманы бессточны только для поверхностных вод, грунтовые же воды под ними не испытывают подпора. Засоленность этих лиманов меньше, чем засоленность замкнутых структурных лиманов, связанных с соляпокупольной тектоникой.

Падины представляют собой замкнутые неглубокие, небольших размеров, понижения, обводняемые талыми снеговыми водами не так обильно, как лиманы (из-за меньшей их глубины). Характерной особенностью, сближающей их с замкнутыми аструктурными лиманами, является то, что они бессточны только для поверхностных вод и имеют благоприятные условия стока для грунтовых вод, залегающих здесь глубже, чем в лиманах.

Падины разделяются на две группы:

А. Падины большие (глубина 1—1,5 м, диаметр 0,5—5 км), образовавшиеся в неровностях обсохшего морского дна, имеющие разное, но не тектоническое происхождение. Распространены преимущественно в западной половине междуречья, а в области бессточных рек — главным образом на Приуральской водораздельной равнине. Встречаются также и на Прикаспийской равнине. Это — лучшие пахотные угодья Прикаспия и неплохие сенокосы.

Б. Падины маленькие (глубина до 0,5 м, диаметр 0,1—0,3 км). Происхождение их не тектоническое, а суффозионно-эрозионное. Эти падины имеют генетическую связь с западинным микрорельефом низменности. Распространены нешироко, главным образом в пределах высокой хвалынской террасы Каспия на севере области, а также в северных частях Приуральской и Прикаспийской водораздельных равнин. Характеризуются луговостепной растительностью, отличающейся от сухостепной растительности хвалынской равнины. Хозяйственное значение их невелико.

Соры представляют собой глубокие (10—15 м), но небольшие (до 2—4 км в поперечнике) впадины, образование которых связано с компенсационными мульдами, сопровождающими соляные купола (как подземные, так и выраженные в рельефе). Вблизи соров здесь обычно возвышаются небольшие поднятия (бугры), соответствующие подземным соляным куполам. Весной соры — солоноватые маловодные озера, летом бо́льшая часть их пересыхает. В области бессточных рек соров очень мало. Они встречаются лишь на Прикаспийской водораздельной равнине (Эдельбай-Сор, Большой Соленый Сакрыл) и в Камыш-Самарской депрессии.

Будучи углубленными ниже уровня грунтовых вод, соры Прикаспия создают благоприятные условия для естественного дренажа прилегающих пространств, которые поэтому обычно опреснены. Широкое распространение этого явления к западу от области бессточных рек подсказывает возможные пути дренирования водораздельных равнин и лиманов.

Озера пресные, дельтово-лиманные, реже — пойменные. Представляют собой плоскодонные неглубокие чаши, размеры которых колеблются от 200—300 м до 1—4 км. Бо́льшую часть года они сухие и полусухие, весной наполняются водами бессточных рек. Образуются внутри лиманов и в низовьях бессточных рек (Камыш-Самарская и Чижинско-Балыктинская депрессии, Большой Лиман). Соединены с реками, а в Камыш-Самарской депрессии и друг с другом протоками — ериками, летом пересыхающими. Озера разделяются на две группы:

А. Дельтово-лиманные озера нетектонического происхождения, образовавшиеся: 1) эрозионным путем (плёсы, расширения старых протоков); 2) путем освоения паводковыми водами первичных нетектонических не-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ровностей морской равнины; 3) путем освоения паводковыми водами котловин выдувания в пределах песчаной Камыш-Самарской депрессии.

Б. Дельтово-лиманные озера тектонического происхождения представляют собой обычно заполненные паводковыми водами соры. Вода в них часто бывает соленой. К ним в области бессточных рек, видимо, относятся слабо изученные нами впадины Рыбный Сакрыл и Большая Сор-Купа (в Большом Лимане), а также некоторые более крупные озера Камыш-Самарской депрессии.

Приведенное разделение бессточных впадин — схематическое. Дальнейшие исследования позволят уточнить и углубить его.

ВЫВОДЫ

1. Основной особенностью области бессточных рек является ее бессточность, как общая, так и локальная, свойственная отдельным районам. Бессточность области и наличие здесь крупных систем лиманов связаны в условиях засушливого Прикаспия в первую очередь с причинами геологического порядка: с общим планом ее тектонического строения (молодые синклинальные депрессии, барьер древнего тектонического поднятия и т. д.) и с ростом соляно-купольных структур на равнине и в долинах рек Большой и Малый Узени и Кушум.

Подземный барьер древнего тектонического поднятия, в пределах которого расположены слабо повышенные равнинные пространства, сливающиеся на юге с массивом Волго-Уральских песков, перегораживает область с юга. Препятствуя свободному выходу поверхностных и грунтовых вод из Камыш-Самарской и Чижинско-Балыктинской депрессий за пределы области, этот барьер, начиная с позднехвалынского времени: 1) обусловил общие характерные черты режима и облика слепых рек Большой и Малый Узени, а также Камыш-Самарской депрессии, являющейся областью конечного сброса их вод; 2) определил в то же время образование Чижинско-Балыктинской системы лиманов в пределах синклинальной полосы того же названия; 3) создал условия подпора соленых грунтовых вод на юге области. Уровень залегания последних, согласно исследованиям 1951—1952 гг., по мере движения к югу приближается к поверхности, а соленость их одновременно увеличивается.

Рост соляных куполов в долинах приводит к разделению русел рек на слабопроточные плёсы, обусловливает создание плотинных лиманов и резко ослабляет, а местами совсем уничтожает дренирующее воздействие даже крупных рек на водоразделы. Замкнутые лиманы, образование которых связано с соляно-купольной тектоникой, испытывают влияние подпора грунтовых вод, чего не наблюдается в лиманах другого происхождения.

2. Верхние грунтовые воды в лиманах соленые. Они залегают в толще морских хвалынских отложений, на небольшой глубине от поверхности. Весной, в период паводковых разливов, соленость их несколько понижается, а уровень повышается. Однако к началу июня соленость грунтовых вод, вследствие испарения, начинает повышаться, а уровень понижается. Максимальной минерализации, сопровождающейся понижением уровня, подземные воды ежегодно достигают осенью.

Степень весенней опресненности грунтовых вод в лиманах зависит как от длительности паводка и количества притекающих в них весенних речных и талых снеговых вод, так и от состояния грунта (промерзший или оттаявший) и от рельефа лимана. Последнее обусловливает неравномерное распределение паводковых вод на поверхности лимана, вызывает повышенную обводненность низин, застаивание в них вод, образование

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

на прилегающих повышенных участках солончаков и заболачивание отдельных участков.

3. Почвенный и растительный покров лиманов развивается на засоленных морских материнских породах при неглубоком залегании соленых грунтовых вод, в условиях отсутствия естественного дренажа. Кроме того, они подвергаются воздействию, с одной стороны, интенсивного капиллярного подтягивания к поверхности солей летом, а с другой стороны, промывания их (опреснения грунтов) в период весеннего наводкового разлива речных и снеговых вод.

4. На окаймляющих лиманы водораздельных пространствах, в пределах которых верхние грунтовые воды залегают глубже от поверхности, чем в лиманах, прилегающая к лиманам полоса характеризуется повышенной засоленностью почвенного покрова и соответствующим составом солелюбивой растительности. Ширина засоленной полосы у больших лиманов (Чижинская система) достигает 1—6 км. Образование ее стоит в несомненной связи с подпором грунтовых вод в прилиманной полосе водоразделов в результате ежегодного обводнения лиманов. Если не принимать соответствующих мер (регулирование обводнения, создание условий дренажа и проточности), этот подпор может привести, повидимому, к постепенному расширению полосы засоления вглубь водораздела, т. е. к явлению, крайне нежелательному при широком лиманном обводнении, осуществление которого необходимо для развивающегося животноводческого хозяйства Прикаспия.

5. Как видно, бессточность лиманов способствует их засолению, а также засолению прилегающих к ним пространств. Особенно резко и вредно этот характерный для области бессточных рек процесс сказывается на юге, в районах концевого сброса вод бессточных рек, ежегодно приносящих и оставляющих здесь соли, вымываемые водой из поверхностных отложений. Южные окончания бессточных рек и лиманов, систематически обогащаемые солями и являющиеся своего рода коллекторами, прилегают к древнему тектоническому поднятию, обусловливающему бессточность области и своеобразие ее ландшафтов. Влияние Прикаспийского поднятия на формирование физико-географических особенностей области бессточных рек — наглядный пример воздействия тектоники на формирование ландшафта даже таких плоскоравнинных территорий СССР, как Прикаспийская низменность.

Орошение лиманов и расширение их площади в целях создания в северном Прикаспии устойчивой зимней кормовой базы для успешного развития его животноводческого хозяйства является важной и актуальной народнохозяйственной задачей.

В последние 25—30 лет лиманы, главным образом крупные, связанные с реками, испытывают резкий недостаток весеннего обводнения, что вызывает сокращение их площади и уменьшение урожаев трав. Это связано с тремя причинами, устранение которых вполне осуществимо. Во-первых, большое значение здесь имеет разбор вод бессточных рек для орошения районов, расположенных к северу от Прикаспийской низменности[1]. Во-вторых, стихийное, нерегулируемое затопление поверхности лиманов наводковыми водами приводит к тому, что одни части лиманов испытывают недостаток воды, другие же получают ее в избыточных количествах. И то и другое понижает урожайность и кормовую ценность растительности в лиманах и вызывает сокращение их площади.

[1] Это особенно резко сказывается на лиманах рек Большой и Малый Узени, но также наблюдается и у рек, питающих другие лиманы.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Кроме того, избыточная, длительно застаивающаяся в низинах и заболачивающая их вода теряется здесь бесполезно, в то время как она могла бы быть использована для обводнения других лиманных участков, испытывающих в ней недостаток, и для расширения площади лиманов.

Кроме этих двух причин иссушения лиманов, необходимо указать на то, что, в связи с особенностями общих климатических и гидрологических условий в бассейнах бессточных рек Прикаспия, здесь обычно происходит чередование периодов малопаводковых лет с годами и периодами (иной раз в несколько лет), характеризующимися средними и многоводными паводками. Сильно варьирует по годам также количество снега, а отсюда и талых снеговых вод. В малоснежные и малопаводковые годы в лимане выкашивается сена в 5—10 раз меньше, чем в годы высоких разливов (Ларин, 1952).

6. Из всего сказанного с несомненностью вытекает, что необходимыми условиями повышения продуктивности лиманных сенокосов и расширения их площади являются следующие.

Строгое упорядочение использования паводковых вод как в пределах низменности, так и за ее пределами. Разбор вод бессточных рек к северу от низменности, в районах, которые обеспечены водой лучше, чем Прикаспий, нужно резко сократить. С нашей точки зрения, воды бессточных рек должны использоваться прежде всего для орошения лиманов Прикаспия и должны в первую очередь служить важнейшему для его животноводческого хозяйства делу создания устойчивой, гарантированной от капризов природы зимней кормовой базы.

Орошение лиманов за счет вод местного стока возможно в дальнейшем только при условии строгого регулирования подачи паводковых вод в лиманы и экономного их расходования. Это потребует, с одной стороны, устройства плотин и водоспусков, регулирующих поступление паводковых вод в связанные с реками разливы, а с другой — проведения системы мероприятий (обвалование, спуск вод из одной части лимана в другую и т. д.) для правильного (в соответствии с «запросами» наиболее продуктивных типов лугов) распределения вод по поверхности лиманов (Ларин, 1952; Доскач, Ларин и Левина, 1952). Последними исследованиями И. В. Ларина (1952) выяснено, что для улучшения травостоев большое значение имеет определенная высота слоя воды, разливающейся по лиману, сроки и длительность затопления[1].

Для замкнутых лиманов, испытывающих, так же как пойменные и дельтовые лиманы, недобор вод при весеннем затоплении, необходимо проведение мероприятий по снегозадержанию, для мобилизации зимой источников весенних вод, а также по упорядочению стока талых вод со склонов водоразделов в лиманы.

Придавая огромное значение регулированию вод местного стока, нельзя, однако, забывать, что неравномерность количества паводковых и талых снеговых вод в разные годы и частое повторение малопаводковых лет заставляют поставить вопрос о необходимости подачи в лиманы, связанные с реками, а также отчасти и в замкнутые лиманы дополнительных порций «чужой» воды, главным образом в малопаводковые годы. С нашей точки зрения, для дополнительного обводнения Чижинско-Балыктинской системы лиманов могли бы быть использованы воды притока Урала — р. Деркул, при условии устройства в его верховьях соответствующих

[1] Для улучшения растительных сообществ лиманов в кормовом отношении И. В. Ларин рекомендует, кроме того, посев семян наиболее ценных кормовых злаков и подсадку корневищ.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

простых гидросооружений (плотина и водохранилище) и одного или двух каналов, подводящих к разливам воду.

7. При осуществлении орошения лиманов совершенно необходимо одновременное проведение системы мероприятий по устранению бессточности поверхностных и соленых вод и по борьбе с подпором грунтовых вод водоразделов, вызываемым поднятием уровня грунтовых вод лиманов. Борьба с бессточностью и засолением вод требует разработки для каждой генетической группы лиманов своей системы мероприятий, с учетом местных особенностей и природы лиманов. В общем виде мы считаем необходимым: а) создание постоянной слабой проточности узенских вод и местами (у соляных куполов) углубление русел рек для дренирования пойменных лиманов; б) разработку мероприятий по дренированию зоны подпора грунтовых вод на юге области бессточных рек; в) разработку мероприятий по дренированию зон подпора по окраинам Чижинско-Баскунчинской лиманной депрессии и, отчасти, других аналогичных систем. Этот дренаж мог бы осуществляться как путем проведения дренажных каналов вдоль окраин лиманов, так, возможно, и путем устройства, также вдоль окраин лиманов, системы искусственных соров, расположенных на некотором расстоянии один от другого. Эти искусственные соры, как и естественные соровые впадины, должны способствовать понижению уровня грунтовых вод и опреснению почв. Некоторые из таких впадин могли бы быть использованы также в качестве пресных водоемов, недостаток которых летом так остро ощущается в области бессточных рек; г) в условиях всех лиманных систем, очевидно, необходима разработка методов и норм полива, при которых не будут создаваться излишки поливных вод, а вся вода будет рационально использоваться для расширения площади лиманов. Для этого необходимо точное выяснение экспериментальным путем[1] норм полива, обусловливающих оптимальные условия развития наиболее продуктивных типов луговой растительности.

Борьба с бессточностью, вызываемой в области бессточных рек северного Прикаспия климатическими условиями и геологическим строением местности, является необходимым мероприятием по преобразованию природы Прикаспия, которое поможет сделать местные природные условия значительно более благоприятными для правильного хозяйственного использования территории.

8. В формировании ландшафтов водораздельных пространств северной части Прикаспийской низменности наблюдается медленно протекающий процесс местного вмывания мелкозема и локального выщелачивания солей из поверхностных горизонтов, развивающийся во времени и тесно связанный с условиями перераспределения атмосферных осадков на ровной поверхности равнины. Этот процесс протекает здесь, несмотря на засоленность материнских пород, неглубокое залегание соленых грунтовых вод, высокие летние температуры и бедность атмосферными осадками, свойственные данной зоне. На суглинистых равнинах северного Прикаспия он приводит к образованию суффозионно-карстовых микропонижений (западин), являющихся очагами рассоления почв и остепнения растительного покрова низменности (Иванова и Левина, 1952). Местами это приводит к образованию вдоль долин бессточных рек форм глинистого карста. Рост западин — степных блюдец, формирование перемычек между ними, наконец, наблюдающееся местами слияние западин с образованием более обширных, слабо углубленных небольших суффозионных падин,—

[1] Организация лиманных стационаров, где должны быть заложены опытные площадки для разработки норм полива, — остро необходимое в настоящий момент мероприятие.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

указывает на то, что образование рельефа путем выщелачивания солей из поверхностных отложений представляет собой процесс современный, медленно, но непрерывно завоевывающий и расширяющий свои позиции на широких просторах Прикаспия.

9. Сопоставление фактов и наблюдений (формирование западинного микрорельефа на суглинистых равнинах Прикаспия, образование вторичных падин, опресненность первичных падин и т. д.) позволяет сделать вывод, что усиливающаяся со временем свойственная лиманам засоленность не является общей физико-географической зональной тенденцией для всей территории северного Прикаспия, а представляет скорее местную особенность многообразного и сложного развития ландшафтов на обнажавшейся из-под отступавшего моря геологически молодой поверхности низменности, постепенно становившейся ареной деятельности субаэральных агентов.

10. Бессточные впадины области бессточных рек — лиманы, соры и падины — не есть следы блуждания послехвалынских рек, как это предполагают некоторые исследователи, а образовались, после отступания к югу хвалынского моря, в разнообразных понижениях обсохшего морского дна, имеющих различное происхождение. Бо́льшая часть этих понижений имеет тектоническую природу и существовала еще в дохвалынское время. Во время хвалынской трансгрессии эти понижения были частично занесены морскими осадками. При осушении поверхности при регрессии моря во многих из них вновь (как, возможно, это было и в хазарское время) образовались лиманные системы и соры. Наряду с такими тектонически обусловленными впадинами, в которых развиваются лиманы и соры, в Прикаспии имеются также впадины лиманов и падин нетектонического происхождения.

11. Бессточные впадины по генезису разделяются следующим образом. Лиманы делятся на лиманы, связанные с гидрографической сетью, и на лиманы замкнутые, не связанные с ней. Первые подразделяются на дельтовые структурные лиманы, пойменные лиманы эрозионного происхождения и пойменные плотинные и низинные лиманы. Замкнутые лиманы, не связанные с гидрографической сетью, разделяются на замкнутые структурные лиманы, связанные с солянокупольной тектоникой, и на лиманы нетектонического происхождения, связанные с первичными неровностями хвалынской равнины.

Падины разделяются на большие, нетектонического происхождения, образовавшиеся в неровностях обсохшего морского дна, и маленькие — суффозионно-эрозионного происхождения.

Пресные дельтово-лиманные озера подразделяются на озера нетектонического и тектонического происхождения. К первым относятся озера, образовавшиеся эрозионным путем, путем освоения паводковыми водами первичных нетектонических неровностей морской равнины и путем освоения паводковыми водами котловин выдувания, а ко вторым — озера, образовавшиеся вследствие заполнения паводковыми водами соровых впадин (компенсационные мульды и т. п.).

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—Москва, 1937.

Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1934, № 3.

Большаков А. Ф. Исследования Джаныбекского стационара. — Тр Ком. по ирригации, сб. 10. М.—Л., Изд. Акад Наук СССР, 1937.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Герасимов И. П. О значении эпейрогенических движений в развитии рельефа Прикаспийской и Западно-Сибирской низменностей. — Изв. Гос. геогр. об-ва, 1936, № 5.

Герасимов И. П. Геоморфологические наблюдения в Прикаспийской низменности. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геогр., 1951, № 4.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 33. М.—Л., 1939.

Доскач А. Г., Ларин И. В., Левина Ф. Я. Пути улучшения хозяйственного освоения области бессточных рек Прикаспийской низменности. — Сообщ. Комил. научной экспед. по вопросам полезащитного лесоразведения, вып. 1. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1952.

Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия в четвертичное время. — Ученые зап. Моск. гос. ун-та, вып. 48, серия геогр., М., 1941.

Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. М.—Л., 1945 (Проблемы Зап. Казахстана, т. 2).

Иванова Е. Н., Левина Ф. Я. Солонцевые комплексы Прикаспия. — Почвоведение, 1952, № 10.

Келлер Б. А. Краткий вводный очерк растительности. — Растительность Прикаспийской низменности между реками Волгой и Уралом, т. 1. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР (Тр. СОПС, серия Волжско-Каспийская, вып. 2)

Ковда В. А. Почвы Прикаспийской низменности. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1950.

Ковда В. А., Лебедев И. Н. К новейшей истории Каспийской равнины.— Докл. Акад. Наук СССР, новая серия, 1933, № 1

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л., 1950.

Ларин И. В. Растительность, почвы и сельскохозяйственная оценка Чижинских разливов. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1927 (Материалы Особой ком. по исслед. союзных и автономных республик, вып. 2, серия Казахстанская).

Ларин И. В. Пути реконструкции кормовой базы в полупустыне северо-западной части Прикаспийской низменности. — Сообщ. Комил. научной экспед. по вопросам полезащитного лесоразведения, вып. 1. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1952.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника северного Прикаспия. В сб. «Стратиграфия и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». — М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953.

Мозесов Д. Л. Первые итоги изучения микрорельефа комплексной степи северо-западной части Прикаспийской низменности. — Тр. Комил. научной экспед. по вопросам полезащитного лесоразведения, т. 2, вып. 3. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1952.

Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. М.—Л., 1951.

Николаев Н. Н. Новейшая тектоника СССР. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 8. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1949

Православлев П. П. О значении вертикальных изменений в окраске песчано-глинистых пород в области нижнего течения рек Большой и Малый Узень.— Изв. Росс. Акад. Наук, 1918, № 16.

Федоров П. В. О четвертичной истории Каспийского моря — Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, вып. 4.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

Н. В. ДУМИТРАШКО

К ВОПРОСУ О ПРОГНОЗЕ СЕЛЕЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

В горных и предгорных районах одним из наиболее важных вопросов по регулированию стока является вопрос о мероприятиях против разрушительного воздействия селей. От правильного разрешения этого вопроса зависит безопасность населенных пунктов, путей сообщения, предприятий, сельскохозяйственных угодий и освоение новых территорий (Гагошидзе, 1951).

Селевые потоки приносят громадные убытки и причиняют внезапные, катастрофические разрушения. Отличаясь большим, твердым расходом, селевые потоки представляют собою водокаменные или грязе-каменные массы, с огромной быстротой проносящиеся по руслам селевых бассейнов. Мчащиеся потоки камней разбивают и сносят на своем пути постройки и сооружения или заносят их массой продуктов селевого выноса.

Размер убытков, причиняемых селями, исчисляется миллионами рублей, особенно в тех наиболее освоенных горных и предгорных районах, которые прилегают к крупным городам. Таковы Алма-Ата у подножья Заилийского Ала-Тау, Ереван в Закавказье, Закатальско-Пухинский район южного склона Большого Кавказа, некоторые районы подгорных равнин Копет-Дага, юго-западное побережье Байкала и другие районы. Селевые явления в перечисленных районах повторяются неоднократно и наступают большей частью внезапно. Крупные сели в последние десятилетия обрушились на Ереван и район Алма-Аты; они разрушили ряд зданий и занесли их мелкими и крупными продуктами выноса.

Катастрофический характер селевых явлений ставит на очередь вопрос о службе прогнозов селей с целью предупреждения населения и принятия своевременных мер по защите от селей населенных пунктов. Возможность прогнозов селей вытекает из особенностей их генезиса и процессов их образования.

Формирование селевого потока возможно лишь при наличии в селевых очагах необходимого для образования селевой массы рыхлого материала, возникшего в результате разрушения горных пород в процессе выветривания, а также воздействия на этот материал грозового ливня, увлекающего накопившиеся в селеобразующем очаге продукты выветривания. Если в верховьях селевых бассейнов скопления продуктов выветривания отсутствуют или они имеются лишь в русле, — сель не образуется, а возникает селевый наводок, представляющий собой механическую смесь разжиженной грязи, щебня и камней (Гагошидзе, 1951) и обладающий значительно меньшей разрушительной силой, чем типичный сель, более насыщенный наносами.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Из сказанного следует, что при прогнозе селевых явлений необходим учет скоплений продуктов выветривания в селеобразующих очагах, а также прогноз характера, количества, интенсивности и внезапности выпадения осадков, при котором успешно применяются гидрометеорологические методы, достаточно разработанные в синоптике и гидрологии. Первая же часть прогнозирования связана с геоморфологическими методами изучения и предвидения селей, до сих пор не получившими приложения.

Вопрос о всестороннем изучении селей для организации службы прогнозов был поднят в 1952 г. на III конференции по изучению селевых явлений, происходившей в Тбилиси.

В дополнение к предложениям о порядке проведения в селеопасных очагах гидрометеорологических исследований с целью прогнозирования мы выдвинули еще ряд предложений о характере и порядке геоморфологических исследований селеносных бассейнов. Предложения эти были приняты конференцией и сводятся к следующему.

Для обоснования прогнозирования селей геоморфологическими методами необходимо осуществление детальной геологической и геоморфологической съемки селеопасных районов в очень крупном масштабе. Чтобы наиболее эффективно применять крупномасштабную площадную съемку, необходимо предварительное картирование в более мелком масштабе селеопасных районов для выявления очагов зарождения селей, которые оконтуриваются в процессе предварительных работ и далее подвергаются детальному картографическому изучению. Картирование их должно производиться в поле на основе дешифрирования аэрофотоснимков, с широким применением фотографирования и фотометрии для точного определения границ, размеров, морфологии очагов зарождения селей и учета накопившихся в них рыхлых продуктов выветривания. Мощность этих наносов определяется при помощи шурфов.

На основе крупномасштабной съемки необходимо производство повторных осенних и весенних полустационарных наблюдений за очагами зарождения селей. При этом производится повторное детальное крупномасштабное картирование и фотографирование селеопасных центров для выявления изменений в распределении и мощности продуктов выветривания. Повторные наблюдения приурочены к переходным сезонам, потому что снеготаяние и обилие осенних осадков могут послужить причиной образований селей.

Практика, однако, показывает, что возникновению селей предшествует обычно длительная засуха, способствующая интенсивному ходу процессов выветривания в аридных условиях и накоплению щебнистых осыпей и мелкозема в селеопасных очагах. Интенсивная инсоляция ведет к широкому развитию процессов температурного, механического выветривания, а отсутствие осадков — к накоплению рыхлых продуктов, которые в течение длительного периода не удаляются со склонов дождевыми водами и достигают значительной мощности. Плохое развитие растительности на склонах селеопасных русел в засушливые периоды также является фактором, способствующим интенсивному проявлению процессов выветривания во время длительной засухи.

Учитывая все эти обстоятельства, необходимо производить в селеопасных районах в течение летнего сезона, особенно во время засухи, периодическую проверку мощности накапливающихся продуктов выветривания, а также особенностей и интенсивности процессов выветривания.

Значительное скопление этих продуктов послужит указанием на возможность возникновения крупных селей, как только появится необхо-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

димая для этого водная среда, создаваемая грозовыми ливнями и мощными дождями.

Таким образом, гидрологическая составляющая прогноза селей в конечном счете всегда будет определяющей, но для выяснения характера проявления селей важна и геоморфологическая интерпретация состояния селеопасного очага и характера возникших в нем изменений.

Периодические наблюдения в селеопасных очагах должны опираться на специальные селестоковые станции, которые необходимо организовать в хозяйственно важных селеопасных районах.

Предлагаемая схема проведения геоморфологических исследований в селеопасных районах является лишь самой первоначальной канвой, по которой в дальнейшем должна быть подробно разработана методика детальных геоморфологических полустационарных наблюдений над селевыми явлениями с целью их прогнозирования. Детали и последовательность этих наблюдений, а также методика их изучения определятся в значительной степени в процессе проведения самих работ, которые до сих пор в селеопасных районах не получили планомерного развития. Необходимость широкого геоморфологического изучения этих районов и применения геоморфологических методов для обоснования прогноза селевой опасности не нуждается в доказательствах и представляет собой одну из ближайших задач для геоморфологов, работающих в горных и предгорных районах.

ЛИТЕРАТУРА

Брилинский А. Л. Горные потоки, их природа и меры борьбы с ними. Тифлис, 1936.

Гагошидзе М. С. Регулировка стока горных потоков напосоуловителями. В сб. «Селевые явления и борьба с ними». Тбилиси, 1940.

Гагошидзе М. С. Борьба с селевыми потоками. — Изв. Тбилисского научно-исслед. ин-та сооружений и гидроэнергетики, 1947, сб. 1.

Гагошидзе М. С. Общая характеристика горных потоков, селей, селеобразующих очагов и вопросы формирования селей. — Тр. юбилейной сессии, посвящ. столетию со дня рожд. В. В. Докучаева. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1949а.

Гагошидзе М. С. Характерные особенности селей, формирующихся в бассейнах горных рек Закавказья. — Изв. Грузинского научно-исслед. ин-та гидротехн. и мелиорации, т. 1. Тбилиси, 1949б.

Гагошидзе М. С. Новый способ борьбы с селями (грязе-каменными потоками).— Тр. Грузинского научно-исслед. ин-та гидротехн. и мелиорации, т. 2 (15). Тбилиси, 1951.

Гроссгейм А. А. и Ярошенко П. Д. Очерк растительности летних пастбищ Нухинского уезда. — Тр. по геоботан. обследованию пастбищ Азербайджана, серия 1, вып. 1. Баку, 1930 (1929).

Леонтьев Л. Н. Причины селевой активности Закатало-Нухинского участка Большого Кавказа. — Тр. Азерб. научно-исслед. ин-та гидротехн. и мелиорации, т. I, Баку, 1949.

Леонтьев Л. Н. Селевые явления Закатало-Нухинского склона Большого Кавказа и их происхождение. — Пробл. физич. геогр., т. 17. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.

Ситковский Н. П. К вопросу изучения селевых потоков бассейна реки Белокан-Чай. — Тр. Азерб. филиала Акад. Наук СССР, т. 17, геол. серия, Баку, Азерб. филиал Акад. Наук СССР, 1935.

Фигуровский И. В. Краткий климатический очерк Куро-Араксинского бассейна. В кн. «Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна», вып. 1. Тифлис, 1930.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

Н. М. КАЗАКОВА

ПРОФИЛИРОВАНИЕ ТЕРРАС КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(На примере р. Вохчи-Чай)

Изучение новейших тектонических движений представляет в настоящее время большой научный и практический интерес. Особенное значение имеет изучение новейших тектонических движений в геосинклинальных зонах, где эти движения проявляются очень интенсивно и приводят к образованию резких нарушений, иногда весьма сильно изменяющих облик современного рельефа. Этими движениями обусловлена также и высокая сейсмическая активность некоторых участков геосинклинальных областей. Южная часть Малого Кавказа, где мы в 1951 г. проводили геоморфологические исследования в составе Закавказской геоморфологической экспедиции Института географии Академии Наук СССР, является одной из таких активно сейсмических областей.

Новейшие тектонические движения играли большую родь в формировании структуры и рельефа Малого Кавказа. По существующим представлениям, в верхнетретичное — четвертичное время эта территория испытывала значительное сводовое поднятие, наряду с которым происходили также и меньшие по масштабу дифференциальные поднятия и опускания отдельных ее участков, сопровождавшиеся складчатостью и дизъюнктивными нарушениями. В результате интенсивных тектонических движений этого времени и сформировались основные крупные морфотектонические единицы Малого Кавказа.

Анализ современного рельефа показывает, что и в настоящее время эта горная страна представляет собой весьма мобильную область. Имеющиеся данные (Габриелян, 1950, и др.) свидетельствуют о том, что и в современную эпоху здесь происходят тектонические движения, причем амплитуда, темп и характер этих движений на отдельных участках территории Кавказа резко различны.

Одним из геоморфологических методов выявления новейших тектонических движений является детальное изучение речных долин (Николаев, 1949). Главным объектом изучения, который в данном случае может дать материал для суждения о наличии движений, их характере и темпе, должны явиться речные террасы, характеризующиеся рядом особенностей в местах проявления тектонических движений. Исходя из этого, мы провели геоморфологическое исследование долины р. Вохчи-Чай с применением метода профилирования речных террас. Исследования показали, что эта сравнительно небольшая территория крайне неоднородна в морфотектоническом отношении и представляет собой яркий пример дифференциальных подвижек земной коры. В настоящей статье изложены

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

данные, полученные в результате профилирования террас р. Вохчи-Чай при помощи барометрического нивелирования, и рекомендация применения этого метода при изучении быстрых тектонических движений земной коры.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР РЕЛЬЕФА ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Река Вохчи-Чай берет начало на восточном склоне Зангезурского хребта — одного из наиболее высоких горных хребтов Малого Кавказа, течет в юго-восточном направлении и впадает в р. Аракс. Зангезурский хребет, сложенный почти целиком гранодиоритами и гранитами нижнемиоценового возраста, достигает снеговой границы. На его склонах находятся небольшие снежники и каровые ледники, которые питают истоки р. Вохчи-Чай. Хребет глубоко расчленен и имеет резкие очертания. Отдельные его вершины в виде острых зазубренных пиков поднимаются до высоты 3800—3900 м над ур. м.

К востоку от Зангезурского хребта высота гор постепенно снижается, однако еще на значительном протяжении (приблизительно половину своего пути) река течет в узкой долине, окруженной высокими горами, сложенными в основном палеогеновыми и юрскими вулканогенными породами. К левому берегу реки здесь подходят восточные отроги Зангезурского хребта, к правому — северные отроги Мегри-Гюнейского хребта, высоты которых достигают почти 3000 м. Вершинами Хуступ на правом берегу реки и Чимян на левом заканчивается область высоких гор и р. Вохчи-Чай вступает в область значительно более низких гор, сложенных вулканогенно-осадочными породами мезозоя. Высота гор здесь немного превышает 1000 м и лишь единичные вершины поднимаются на 1400—1500 м. На востоке эта область низких гор с мягкими очертаниями заканчивается более высоким и ярко выраженным хребтом Сусан-Даг, сложенным меловыми известняками и песчаниками, прорезав который, р. Вохчи-Чай выходит на обширную террасовую равнину, сложенную мощной толщей песков и галечников.

Таким образом, бóльшую часть своего пути р. Вохчи-Чай течет среди гор, и только самый нижний отрезок ее течения расположен на плоской, слабо наклонной равнине. Этим обусловлено значительное падение реки, которая производит большую эрозионную работу, размывая и перенося огромные массы обломочного материала, который откладывается главным образом в нижнем течении реки, при выходе ее на равнину.

Как показали геоморфологические исследования, долина р. Вохчи-Чай, несмотря на сравнительно небольшую длину, отличается большой сложностью и разнообразием, что свидетельствует о сложной истории развития этой части Малого Кавказа.

Согласно геологическим данным (Мкртчян, 1948), основными структурными элементами описываемого района являются две крупные брахиантиклинали — Гехлинская на западе и Хуступо-Зейвинская на востоке — и узкая синклинальная зона — Мусаламская синклиналь[1], разделяющая эти антиклинали. Большую роль в структуре района играют также и дизъюнктивные нарушения, наиболее значительными из которых являются крупные разломы: Хуступо-Гнратахский, Кирсовский, Таштунский и Кявартский. Кроме них, имеется еще целый ряд более мелких сбросов; характерна также трещиноватость пород.

[1] Название дано нами.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

UNIVERSITÄTSBIBL. BERLIN

Территория исследуемого района сложена преимущественно вулканогенными породами, главным образом порфиритами, туфами и туфобрекчиями, среди которых осадочные породы — известняки, кварциты, глинистые сланцы и другие достигают весьма незначительного распространения. Эти породы обычно интенсивно дислоцированы и прорваны на значительной площади интрузиями гранитов, гранодиоритов, сиенитов и др.

Геоморфологические особенности описываемой территории в значительной мере обусловлены тектоникой района, причем исключительно важную роль в образовании крупных форм современного рельефа играют дизъюнктивные нарушения.

Река Вохчи-Чай имеет шесть террас, что само по себе является показателем достаточной выработанности долины. Однако террасы в пределах данной речной системы развиты очень неравномерно: количество террас, их высоты и морфологический характер поверхности резко меняются на различных участках долины. Террасы, особенно верхние, сильно размыты и сохранились только в виде отдельных небольших площадок, часто перекрытых плащом делювия и отложениями конусов выноса. Верхние террасы (четвертая, пятая и шестая), за исключением террас нижнего течения реки, обычно эрозионные, нижние (первая, вторая и третья) — аккумулятивные, песчано-галечниковые. Шестая терраса в нижнем течении р. Вохчи-Чай врезана в отложения акеринской свиты, которая, по геологическим данным (Леонтьев и Хаин, 1947), имеет верхнеплиоценовый возраст. Третья и вторая террасы в верхнем течении реки, согласно нашим наблюдениям, сложены флювиогляциальными галечниками. Если относить, как это считает Н. В. Думитрашко (1949), оледенение Малого Кавказа к вюрму[1], то возраст террас р. Вохчи-Чай будет следующий:

шестая терраса — нижнечетвертичная } доледниковые
пятая » — среднечетвертичная (?) }
четвертая » } верхнечетвертичные — ледниковые
третья » }
вторая » }
первая » современная — послеледниковая

Следует, однако, заметить, что возраст террас дается нами сугубо предположительно, так как до настоящего времени еще не установлен достаточно точно возраст акеринской свиты, а также время и количество оледенений Малого Кавказа.

Сопоставляя геоморфологические данные с геологическими особенностями исследуемой территории, мы пришли к заключению, что отмеченное выше неравномерное развитие террас р. Вохчи-Чай может быть в первую очередь объяснено тектоническими причинами. На характер строения долины р. Вохчи-Чай некоторое влияние оказывает также и литология склонов гор, которые, как мы уже отмечали, сложены различными породами; однако несомненно, что этот фактор имеет здесь лишь второстепенное значение, основная же роль принадлежит дифференциальным тектоническим движениям.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Как уже отмечалось, при геоморфологическом изучении долины р. Вохчи-Чай особое внимание было уделено исследованию террас, которое

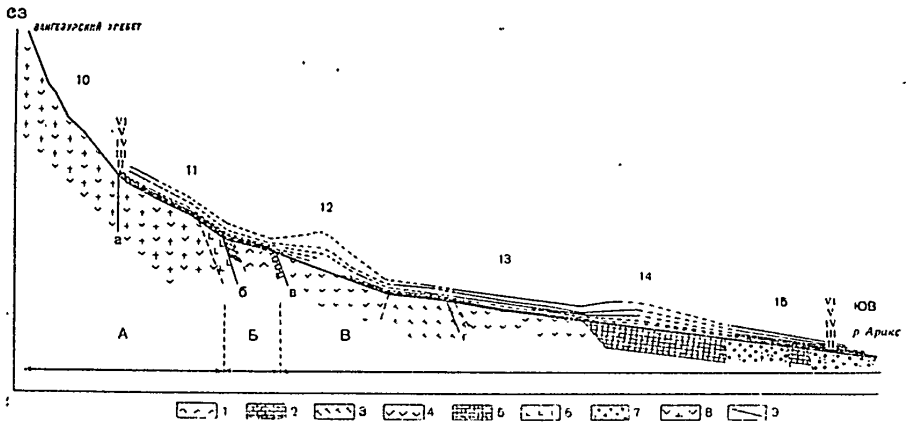
[1] Понятие «вюрм» употребляется Н. В. Думитрашко условно, ввиду различия характера оледенения Альп и Кавказа

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

включало их профилирование, производившееся методом барометрического нивелирования и наблюдения над морфологическими особенностями их поверхности и литологическим составом слагающих их пород. Наиболее ценные данные в отношении выявления новейших тектонических движений дало нам профилирование террас,

После общего рекогносцировочного маршрута нами в различных, наиболее характерных участках долины были заложены поперечные профили (всего было сделано 12 профилей). В тех случаях, когда поверхность



Фиг. 1. Схема изгибания террас р. Вохчи-Чай.

А — Гехинская антиклиналь; *Б* — Мусаламская синклиналь; *В* — Хуступо-Зейвинская антиклиналь.

а — Ташпунский разлом; *б* — Кирсовский разлом; *в* — Хуступо-Гиратахский разлом; *г* — Кварташский разлом.

II, III, IV, V, VI — террасы. Сплошная линия — повсеместное распространение террас; пунктирная линия — локальное распространение террас.

Геологическое строение: *1* — нижний девон; *2* — верхний девон; *3* — нижняя юра (лейас); *4* — средняя юра (доггер); *5* — нижний мел; *6* — эоцен; *7* — четвертичные отложения; *8* — интрузии; *9* — линии тектонических разрывов

Геоморфологические районы: *10* — район осевой части Зангезурского антиклинального хребта; *11* — район восточного склона Зангезурского антиклинального хребта; *12* — район Хуступского антиклинального хребта; *13* — район Кафанской котловины; *14* — район моноклинального хребта Сусан-Даг; *15* — район Араксинской наклонной аккумулятивной равнины

террасы была сильно наклонена, отсчеты производились дважды — в верхней и нижней частях террасы. Если поверхность террасы была перекрыта мощным слоем делювиального материала или отложениями конусов выноса, мы измеряли мощность этих отложений (в труднодоступных местах она определялась на глаз) и этим определяли истинную высоту террасы.

Поперечные профили выявили различное строение долины р. Вохчи-Чай на разных ее участках. На основании этих профилей и визуальных геоморфологических наблюдений, а также данных по уклонам реки нами был составлен продольный профиль долины р. Вохчи-Чай. Профили составлялись в поле; после обработки барометрических данных они были уточнены.

Продольный профиль (фиг. 1) дает наглядное представление о колебаниях высот террас и современном врезе реки на различных участках долины. На этом профиле нанесены также основные структурные элементы, для того чтобы показать несомненную связь изменения высот террас

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

с тектоникой этого района. Наиболее значительное увеличение высот террас наблюдалось в двух участках долины: в районе горы Хуступ и в районе хр. Сусан-Даг. Этим повышениям сопутствовало некоторое прогибание террас по обеим сторонам поднятий (выше и ниже по течению реки). На остальных участках долины высоты террас были более или менее постоянными, если не считать обычного для горных областей увеличения относительных высот террас к верховьям реки.

Как уже указывалось, профилирование долины сопровождалось исследованием морфологических особенностей поверхности террас и прилегающих склонов гор и изучением литологического состава пород, слагающих террасы. Последнее в данном случае дало лишь вспомогательный материал для изучения новейших тектонических движений. Как уже отмечалось, полная серия аккумулятивных террас с хорошими разрезами имелась лишь в нижнем течении реки, однако все они были сложены в значительной мере однородным материалом, в котором ни остатков фауны, ни ископаемой пыльцы обнаружить не удалось. На большей же части долины распространены эрозионные террасы, на поверхности которых находилось очень незначительное количество галек. Петрографический состав галек, залегающих на разных высотных уровнях, также однороден, вследствие чего оказалось невозможным расчленить террасы по литологическому составу.

Морфологический анализ серии речных террас и характера речных склонов, произведенный с учетом общих геоморфологических и геологических особенностей территории, помог восстановить историю формирования долины р. Вохчи-Чай и дал материал для выделения на этой территории морфотектонических районов.

Дальнейшее изложение мы будем вести по этим районам, причем, прежде чем перейти к их описанию, следует заметить, что, помимо тектонических движений, в формировании долины р. Вохчи-Чай, естественно, играли роль также и различные экзогенные факторы, относительное значение которых на отдельных участках долины было различно. Однако вследствие специфической тематики данной статьи, посвященной лишь узкому вопросу применения метода профилирования террас при изучении новейших тектонических движений, мы не касаемся здесь остальных вопросов геоморфологического анализа территории, которые стали темой особой статьи.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

По своим морфотектоническим особенностям долина р. Вохчи-Чай может быть подразделена на следующие участки или районы:

I. Район осевой части Зангезурского антиклинального хребта — узкая долина.

II. Район восточного склона Зангезурского антиклинального хребта — расширенная терраспированная долина.

III. Район Хуступского антиклинального хребта — значительное сужение долины и резкое повышение высот террас.

IV. Район Кафанской «котловины» — широкая, хорошо выработанная долина.

V. Район моноклинального хребта Сусан-Даг — антецедентная долина.

VI. Район Акеринской наклонной аккумулятивной равнины — широкая долина с серией террас.

I. Район осевой части Зангезурского антиклинального хребта, расположенный в сводовой части Гехин-

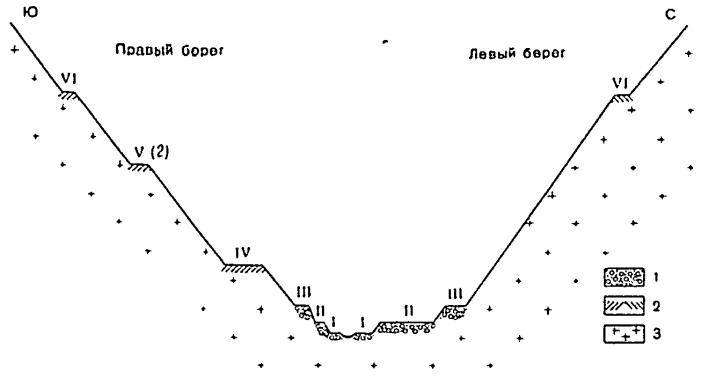
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ской антиклинали, занимает верхние части восточного склона Зангезурского хребта и по своим морфологическим особенностям резко отличается от соседнего района II. Характерные черты рельефа этого района — большая высота гор, их резкая расчлененность, широкое развитие как древних, так и современных гляциальных форм рельефа, отсутствие речных террас (за исключением узких площадок самых молодых террас), явления горных обвалов и каменепадов.

Все это свидетельствует о том, что Зангезурский хребет пережил недавнее поднятие, которое, очевидно, продолжается и в настоящее время. Этот район четко ограничен линией Тапутского разлома, к востоку от которого строение долины Вохчи-Чай и морфология окружающих гор резко меняются.

II. Район восточного склона Зангезурского антиклинального хребта в тектоническом отношении рас-



Фиг. 2. Схематический профиль долины р. Вохчи-Чай в пределах восточного склона Зангезурского хребта:

1 — аккумулятивные террасы; *2* — эрозионные террасы; *3* — коренные породы (интрузии)

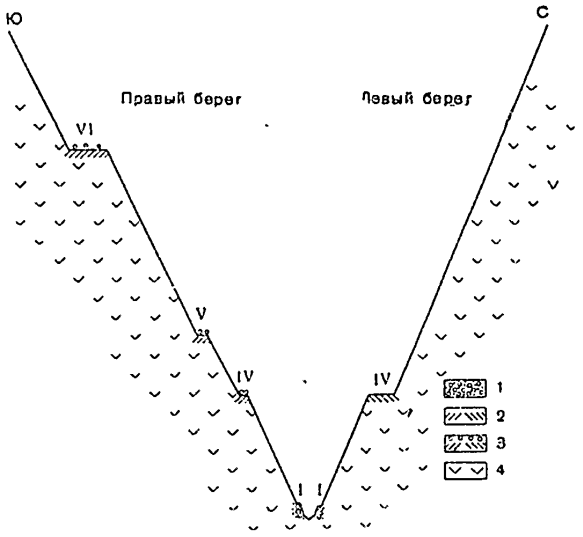
положен в пределах восточного крыла Гехинской антиклинали и в пределах Мусаламской синклинали и отличается уже значительно менее резкими формами рельефа, полным отсутствием форм ледниковой эрозии и наличием широкой террасированной долины р. Вохчи-Чай, в которой развиты все шесть террас. Третья терраса в пределах этого района сложена флювиогляциальными галечниками. Как показывают профили (фиг. 3—6), относительные высоты террас на всем протяжении этого района остаются более или менее постоянными, а поверхности их — плоскими, со слабым наклоном в сторону реки. Эти морфологические особенности долины свидетельствуют о том, что в период формирования долины р. Вохчи-Чай на этом участке резких тектонических нарушений, повидимому, не происходило. Наглядное представление о характере долины р. Вохчи-Чай в пределах этого района может дать приложенная схема (фиг. 2).

III. Район Хуступского антиклинального хребта, расположенного уже в пределах следующей крупной структурной единицы Малого Кавказа — Хуступо-Зейвинской антиклинали, занимает по сравнению с предыдущим районом весьма незначительную площадь, однако особенности структуры и морфологии этого участка долины заставили нас выделить его в самостоятельный район. Начиная

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

с западной границы района, характер долины р. Вохчи-Чай резко меняется — она становится значительно уже и постепенно принимает характер ущелья-каньона (фиг. 3). Крутые склоны гор, сложенные коренными породами, подступают к самому берегу, а террасы прослеживаются лишь на отдельных, очень узких участках, в местах впадения в р. Вохчи-Чай ее притоков. Высоты террас здесь по сравнению с районом восточного склона Зангезурского хребта значительно повышаются, поверхность террас выпуклая и перекрыта мощным плащом делювиально-пролювиального материала. В отдельных местах слои аллювия, слагающие нижние террасы, антиклинально изогнуты. На склонах долины отмечаются многочисленные, очень мощные конусы выноса, также имеющие



Фиг. 3. Схематический профиль долины р. Вохчи-Чай в пределах Хуступского антиклинального хребта:

1 — аккумулятивные террасы; *2* — эрозионные террасы; *3* — то же с остатками галек на поверхности; *4* — коренные породы (средняя юра)

выпуклый профиль (что указывает на их рост), осыпи и каменады. Современный врез реки очень глубокий, падение русла чрезвычайно резкое (см. фиг. 1). Такой характер долины наблюдается до восточной границы района.

Наиболее резкое увеличение высот террас отмечено нами в средней части Хуступского хребта, где, очевидно, проходит ось антиклинали. Здесь отмечены только две верхние террасы (пятая и шестая), причем по сравнению с террасами у западной границы района высоты их увеличиваются приблизительно на 50—60 м. Современный врез на этом участке долины очень велик — река течет в глубоком каньоне.

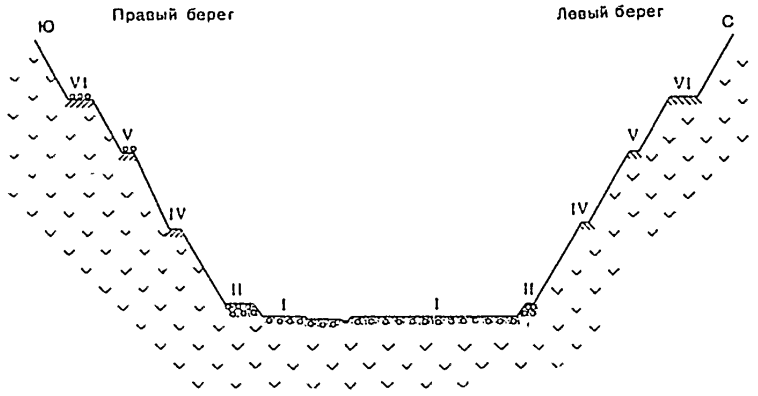
Исходя из морфологических особенностей этого участка долины (резкое увеличение высот террас, отсутствие низких террас, глубокий современный врез реки, выпуклая поверхность террас и конусов выноса) и некоторых других геоморфологических признаков, мы предполагаем, что эта антиклиналь растет и в настоящее время. Западная граница наиболее интенсивно поднимающегося участка проходит, по нашим представле-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ниям, по долинам рек Геги-Чай и Мусалам-Чай, а восточная — по левому притоку р. Вохчи-Чай, протекающему через с. Шгарджик. Рост этой структуры, очевидно, может быть связан с оживлением третичного Хуступо-Гиратахского разлома, проходящего по западному крылу антиклинали.

IV. Район Кафанской «котловины» в тектоническом отношении находится также в пределах Хуступо-Зейвинской антиклинали. Он расположен между двумя более высокими горными районами, благодаря чему этот участок гор имеет вид котловины. Помимо высоты, этот район отличается от соседних еще наличием хорошо выраженной долины (фиг. 4). Ширина последней здесь значительно увеличивается, высота же террас уменьшается и поверхности их из выпуклых превращаются в плоские, слабо наклонные. Первая терраса и пойма занимают в пределах



Фиг. 4. Схематический профиль долины р. Вохчи-Чай в пределах Кафанской «котловины». Условные обозначения см. фиг. 3

этого района довольно значительные пространства, река в отдельных местах начинает меандрировать, образуя ряд островов. Хуже других на всем протяжении этого района сохранились третья и вторая террасы, причем последняя прослеживается, как правило, лишь в местах впадения в р. Вохчи-Чай ее притоков.

Сравнение профилей, проложенных в пределах этого района, показывает, что высота террас и морфологический характер их поверхностей остаются здесь более или менее постоянными, что свидетельствует о том, что этот участок за время формирования долины р. Вохчи-Чай не претерпевал каких-либо существенных изменений.

V. Район моноклинального хребта Сусан-Даг, так же как и два предыдущих района, расположен в пределах Хуступо-Зейвинской антиклинали. Основной структурной единицей его является хребет Сусан-Даг, представляющий собой куэсту. Этот изолированный хребет состоит из трех основных возвышенностей, моноклинального строения, с падением пластов на северо-восток.

В пределах этого района можно выделить два различных по своим морфологическим особенностям участка долины. Первый из них, прилегающий к району Кафанской «котловины», характеризуется более широкой долиной, имеющей всюду хорошо выраженные высокие (шестая, пятая и четвертая) террасы, а на отдельных участках — вторую и третью террасы (фиг. 5). Второй участок долины, непосредственно прилегающий

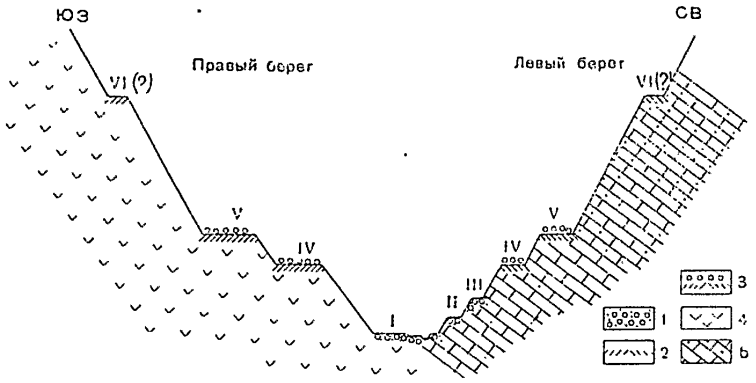
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

к более восточному району Акеринской наклонной равнины, представляет собой узкую антецедентную долину. Террасы (за исключением первой) здесь встречаются лишь обрывками. На крутых склонах широкого развития достигают мощные конусы выноса.

На границе этих двух участков наблюдается некоторое расширение долины и в р. Вохчи-Чай с правой стороны впадает древняя овражная долина, с террасами которой хорошо увязываются террасы р. Вохчи-Чай. Ниже, уже в пределах следующего района, в р. Вохчи-Чай с правой стороны впадает древняя сухая долина, террасы которой непосредственно переходят в террасы Аракса. Прослеживая эту древнюю долину вверх, не трудно выявить ее связь с отмеченным выше древним оврагом.

На основании изложенного мы пришли к выводу, что рельеф этого района в четвертичное время претерпел значительные изменения, кото-



Фиг. 5. Схематический профиль долины р. Вохчи-Чай в пределах моноклинального хребта Сусан-Даг:

1 — аккумулятивные террасы; *2* — эрозионные террасы; *3* — то же с остатками галек на поверхности; *4* — коренные породы (средняя юра); *5* — то же (нижний мел)

рые, очевидно, были связаны главным образом с молодыми тектоническими движениями, выразившимися в поднятии хребта Сусан-Даг, что повлекло за собой и изменение направления гидрографической сети.

Очевидно, первоначально хребет Сусан-Даг представлял собой единый массив и простирался южнее современного. Река Вохчи-Чай огибала его, протекая по описанной выше древней долине, т. е. в направлении с северо-запада на юго-восток. В нижнечетвертичное время, в связи с ростом этой структуры, втянувшей в поднятие и прилегающие отроги гор, направление течения реки изменилось (в настоящее время Вохчи-Чай течет с запада на восток); очевидно, она воспользовалась разломом широтного простирания, образовавшимся в моноклинальном хребте. В пределах хребта наблюдается ряд мелких разломов, ориентированных в направлении течения реки. Северный массив, вдоль которого в настоящее время протекает Вохчи-Чай, образовался позднее, в результате пропиливания моноклинали рекой.

В настоящее время моноклинальный хребет Сусан-Даг тоже, вероятно, испытывает некоторое поднятие, на что указывает наличие глубоко врезанных оврагов, в нижней части которых расположены конусы выноса с выпуклым профилем.

Однако современная быстрота поднятия этой структуры, повидимому,

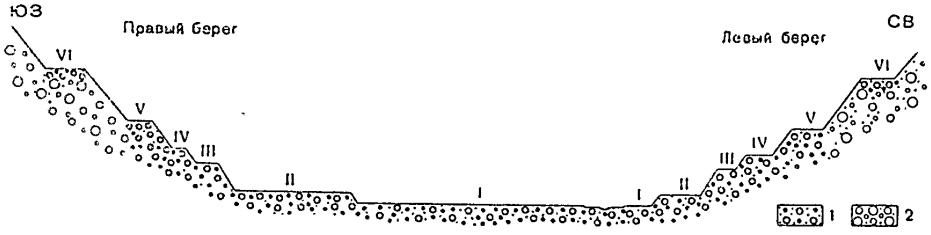
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

меньше скорости поднятия описанного выше Хуступского антиклинального хребта, так как в районе последнего полностью отсутствуют низкие террасы и река течет в глубоком каньоне, в пределах же хребта Сусан-Даг долина значительно шире, на всем участке прослеживается первая терраса обычной высоты и обрывки второй и третьей террас.

VI. Район Акеринской наклонной равнины, являющийся областью относительного погружения, охватывает самый южный участок долины р. Вохчи-Чай — ее нижнее течение. Район характеризуется широкой современной долиной, в пределах которой развиты все шесть террас, причем все они, за исключением шестой террасы, аккумулятивные. Террасы сложены мощными отложениями рыхлого материала и согласно переходят в террасы Аракса. Верхняя, шестая, терраса врезана в рыхлые отложения акеринской свиты верхнеплиоценового возраста.

Сопоставление поперечных профилей этого участка долины показывает, что все террасовые уровни выдерживаются на одних и тех же высотах (фиг. 6). Это свидетельствует об отсутствии в пределах этого района резких тектонических движений. Исключение составляет лишь самый северный



Фиг. 6. Схематический профиль долины р. Вохчи-Чай в пределах Акеринской наклонной равнины.

1 — аккумулятивные террасы; *2* — акеринская свита (верхний плиоцен?)

участок этого района, расположенный по левому берегу реки. Высоты террас здесь увеличиваются, очевидно, вследствие того, что они были втянуты в поднятие во время роста хребта Сусан-Даг.

Изложенные выше особенности строения долины р. Вохчи-Чай, выявленные в результате профилирования террас, общего геоморфологического анализа территории и изучения характера слагающих ее отложений, указывают на тесную зависимость современного рельефа этой части Малого Кавказа от новейших тектонических движений земной коры.

Из геологических данных (Мкртчян, 1948) следует, что тектонические движения разного характера и различной интенсивности проявлялись на этой территории на протяжении весьма длительного времени и современные тектонические структуры сложились, несомненно, в несколько орогенических фаз. Орогенические движения проявлялись здесь еще в допалеозойское и палеозойское время, затем ряд орогенических фаз отмечался в юре, неоднократные движения происходили в течение мела. Однако наиболее интенсивные движения, в результате которых были в основном сформированы и наблюдаемые в настоящее время складчатые структуры и крупные разломы, имели место в третичное время. Интенсивные тектонические движения продолжались и в четвертичное время и еще не закончились сейчас, на что указывает ряд геоморфологических признаков, а также землетрясения, часто повторяющиеся в данном районе. При этом, как уже отмечалось, наряду с общим воздыманием здесь происходят также и более сильные региональные поднятия.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Применение метода профилирования речных террас позволяет выявить места подобных поднятий, морфологически выражающихся в резком увеличении здесь высот террас, что наглядно видно из приводимой выше схемы (см. фиг. 1), в их выпуклом профиле, дислоцированности, наличии мощных «растущих» конусов выноса, а также в явлениях камнепадов, осыпей, горных обвалов. Сопоставление высот террас дает возможность судить об относительном темпе поднятий отдельных участков долины и высказывать предположения о времени наиболее активного проявления тектонических движений.

На основании приведенных выше данных можно предположить, что в пределах изучаемого района имеются три поднимающихся участка: 1) Зангезурский хребет, 2) Хуступский хребет и 3) хребет Сусан-Даг.

Зангезурский хребет сложен в основном интрузивными породами, внедрение которых, согласно геологическим данным, было связано с крупными горообразовательными движениями и произошло в верхнетретичное время. В четвертичное время поднятие хребта продолжалось, он достиг снеговой границы и был охвачен оледенением, о чем свидетельствуют широко развитые в его пределах гляциальные формы рельефа. Современные морфологические особенности Зангезурского хребта, а именно: большая высота гор, их сильная расчлененность, почти полное отсутствие речных террас, а также явления горных обвалов и камнепадов свидетельствуют о том, что интенсивное поднятие этой структуры не прекратилось и в настоящее время.

Хуступский хребет обладает подобными же морфологическими особенностями поверхности, но, кроме того, на рост его указывает резкое увеличение на этом участке высот террас р. Вохчи-Чай. Как уже было отмечено, в пределах этой антиклинали имеются лишь три верхних уровня террас. Наиболее резкое превышение наблюдается между шестой и пятой террасами, оно составляет около 130 м, в то время как в смежных районах разница превышений этих террас составляет всего лишь 40—50 м. Это свидетельствует об интенсивном подъеме Хуступской антиклинали, в период между формированием пятой и шестой террас, т. е. (если принять приведенную выше возрастную схему террас) в нижнечетвертичное время, что было, очевидно, связано с оживлением Хуступо-Гиратахского разлома. Превышение пятой террасы над четвертой здесь уже значительно меньше и составляет около 50 м, т. е. всего лишь на 20—30 м больше превышения этих же террас в соседних районах. Из этого можно заключить, что в период между образованием четвертой и пятой террас интенсивность подъема этой структуры была уже значительно меньше. Нижние террасы в пределах Хуступской антиклинали почти полностью отсутствуют, и современный врез реки здесь очень велик, следовательно, после формирования четвертой террасы, т. е. начиная еще с ледникового времени, происходит непрерывное поднятие этой структуры, не прекратившееся и до настоящего времени.

Антецедентный характер долины р. Вохчи-Чай в пределах Сусандагской моноклинали свидетельствует о том, что интенсивное поднятие этой структуры произошло также в нижнечетвертичное время. Отмеченные выше морфологические признаки указывают на продолжающийся рост хребта Сусан-Даг, однако наличие хорошо развитой нижней террасы р. Вохчи-Чай является доказательством того, что скорость поднятия этой структуры в настоящее время, повидимому, меньше скорости поднятия Хуступской антиклинали, и река на этом участке производит и некоторый боковой размыв.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Как уже отмечалось, поднятие отдельных участков района сопровождалось образованием разломов и других тектонических нарушений, которые изменяли существующий рельеф. Наиболее крупные изменения произошли в районе Сусандагской моноклинали, где р. Вохчи-Чай, очевидно протекавшая ранее с северо-запада на юго-восток, изменила направление течения, воспользовавшись разломом широтного простирания, который образовался, повидимому, во время поднятия этой структуры. Прежняя долина р. Вохчи-Чай на этом участке перестала существовать. В это же время, вероятно, произошло также отмирание верхней части долины левого притока р. Вохчи-Чай.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как известно, метод профилирования речных долин при изучении новейших тектонических движений земной коры не нов. Цель настоящей статьи — изложить данные, полученные в результате профилирования террас р. Вохчи-Чай с помощью барометрического нивелирования, и показать, что этот простейший метод измерения высот, проводимый в комплексе с геоморфологическими исследованиями, дает достаточно полное представление о проявлении новейших тектонических движений в геосинклинальных областях. На примере наших работ мы стремились показать, что при помощи барометрического нивелирования можно достаточно четко и определенно установить относительные высоты террас реки, установить масштаб их изгибания и этим путем попытаться выявить общую тенденцию в поведении террас на различных участках долины. Последнее же может служить указанием на наличие и характер тектонических движений и позволяет выделить наиболее активные в тектоническом отношении участки, которые, как правило, и наиболее опасны в сейсмическом отношении.

Рекомендуя метод барометрического нивелирования террас при изучении новейших тектонических движений земной коры, мы имели также в виду его быстроту и доступность. Точные инструментальные работы требуют значительно большего времени и затрат, что не всегда может быть оправдано; кроме того, постановка их в труднодоступных горных районах не всегда возможна.

Обязательным условием применения этого метода для указанных целей является проведение барометрического нивелирования в тесной увязке с общим геоморфологическим исследованием изучаемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. — Докл. Акад. Наук СССР, 1950, т. 72, № 4.

Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 43. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 2. М.—Л., 1949.

Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. О возрасте молодых вулканогенных толщ Карабахского плато. — Докл. Акад. Наук Азерб. ССР, 1947, т. 3, № 3.

Микртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Ереван, Изд. Акад. Наук Армянской ССР, 1948.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 8, М.—Л., 1949.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

Н. М. КАЗАКОВА

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

(На примере района долины р. Вохчи-Чай)

Настоящая статья написана на основании геоморфологических исследований района долины р. Вохчи-Чай, расположенного в пределах Армянской и Азербайджанской ССР. Исследования проведены автором в 1951 г. в составе Закавказской геоморфологической экспедиции Института географии Академии Наук СССР в связи с проблемой изучения быстрых тектонических движений земной коры. Целью работ было выявление связи рельефа с тектоническими структурами и выделение тех участков территории, которые в настоящее время тектонически наиболее активны и тем самым наиболее опасны в сейсмическом отношении. В результате этих исследований нами была составлена геоморфолого-тектоническая карта придолинного района р. Вохчи-Чай, принципам составления которой и посвящена настоящая статья.

До настоящего времени вопрос о составлении подобного рода карт еще мало изучен. Одним из первых геоморфологов, который занимался изучением проявления тектонических движений в рельефе горных стран, был Б. А. Федорович. Еще в 1931 г. он опубликовал работу (Федорович, 1931), посвященную послетретичным тектоническим процессам в северных предгорьях Тянь-Шаня, и составил сейсмо-тектоническую карту средней части северного Тянь-Шаня, на которой были показаны крупные элементы рельефа — хребты и равнины, нанесены линии разломов землетрясения 1911 г. и линии главнейших сбросов, а также выделена область наибольшего разрушения, происшедшего во время землетрясения. В этой, так же как и в другой своей работе (Федорович, 1934) Б. А. Федорович указал на большую амплитуду поднятия Тянь-Шаня в четвертичное время и на дифференциальный характер движений этой горной страны. При этом он показал, что наряду с древними, неактивными в настоящее время дислокациями, существуют разломы, активные на протяжении весьма длительного времени, включая весь четвертичный период.

В последние годы изучением быстрых тектонических движений земной коры при помощи геоморфологических методов начали заниматься уже более детально. Так, вопросу о применении геоморфологических методов при сейсмических исследованиях были посвящены, например, работы И. П. Герасимова (личное сообщение) в районе котловины оз. Иссык-Куль и работы Н. В. Думитрашко (личное сообщение) в одном из районов Большого Кавказа. На основании этих исследований указанные авторы составили морфоструктурные схемы изучаемой территории, принципы составления которых у них были, однако, несколько различными.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

И. П. Герасимов составил для исследованной им территории геоморфологическую схему и схему сейсмического районирования. На геоморфологической схеме им были выделены генетические типы рельефа в соответствии с геологическими структурами, а на схеме сейсмического районирования, составленной на основании этих морфоструктурных данных, было отражено вероятное географическое расположение эпицентров землетрясений и проведено районирование территории по характеру и интенсивности стихийных, разрушительных явлений, вызванных землетрясениями.

Основными элементами морфоструктурной схемы Н. В. Думитрашко были типы рельефа, выделенные в соответствии со структурами, и разного возраста поверхности выравнивания. На схеме показаны области возможных сейсмических движений, а также сопровождающие их явления и дан прогноз наиболее вероятных районов сейсмических движений.

Этими вопросами занимались еще некоторые исследователи, однако общая методика составления морфотектонических карт еще не может считаться окончательно разработанной, и составленную нами схематическую карту долины р. Вохчи-Чай следует рассматривать в качестве одной из попыток составления карт подобного типа. При этом нами был использован опыт указанных авторов, однако легенда нашей карты все же в значительной мере оригинальна.

Приступая к работе, мы пытались путем применения метода геоморфологического анализа выявить те участки исследуемой территории, которые в настоящее время тектонически наиболее активны, и определить характер, темп и направленность этих новейших тектонических движений. Эти исследования предусматривали тесную увязку полученных нами геоморфологических данных с имеющимися геологическим и сейсмическим материалами по изучаемой территории.

На карте отражены геоморфологические элементы, включающие генетические типы рельефа, и сейсмотектонические, полученные на основании анализа геоморфолого-структурных и сейсмических материалов, а также произведено подразделение территории по характеру и интенсивности тектонических движений.

Нам представлялось, что совмещение на одной карте геоморфологических и сейсмо-тектонических элементов наиболее удобно для выявления взаимосвязи геоморфологии с сейсмо-тектоникой и позволит более наглядно показать геоморфолого-тектонические особенности данного района. Отображение на одной карте комплексных геоморфологических структурных и сейсмических особенностей территории дало нам основание назвать эту карту «геоморфолого-тектонической».

Как показали наши исследования, геоморфологические особенности изучаемой территории тесно связаны с тектоникой этого района и в значительной мере ею обусловлены, вследствие чего мы считает необходимым включить в геоморфологическое описание краткий обзор геологического строения бассейна р. Вохчи-Чай.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

В тектоническом отношении изучаемая территория представляет собой часть Южно-Зангезурского антиклинория (Леонтьев, 1949), в пределах которого, согласно С. С. Мкртчяну (1948), выделяются две крупные брахиантиклинали — Гехинская на западе и Хуступо-Зейвинская на востоке, осложненные на крыльях второстепенной мелкой складчатостью и крупными разломами, и узкая синклинальная зона — Мусаламская синкли-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

наль, разделяющая эти брахиантиклинали. Мусаламская синклиналь сильно сжата и осложнена разрывами.

Современное сложное геологическое строение территории, по мнению геологов, в значительной мере обусловлено крупными дизъюнктивными нарушениями в виде различных зон смятия, разломов, сбросов и трещин разных направлений и амплитуд перемещения. С разломами здесь связано также и внедрение интрузий.

Согласно геологическим данным (Мкртчян, 1948), в районе господствует северо-западное направление дислокаций, причем наиболее крупные из этих нарушений относятся к типу крутых надвигов и сбросов. Самый значительный из разрывов этого направления — Хуступо-Гиратахский разлом, образовавшийся на крутом юго-западном крыле Хуступо-Зейвинской складки и ограничивающий с востока Мусаламскую синклиналь. В зоне нарушения расположено значительное количество даек и мелких интрузий, вытянутых в северо-западном направлении. По западной границе Мусаламской синклинали, параллельно Хуступо-Гиратахскому разлому, проходит другой крупный разлом — Кирсовский, по которому внедрились крупная Ахсакарская интрузия и ряд даек. По этим двум крупным разломам произошло, по мнению геологов, горстообразное (?) поднятие участка синклинальной зоны, расположенной между ними. Третье крупное нарушение, имеющее северо-западное направление [названное С. С. Мкртчяном (1948) «Гаштунским разломом»], проходит в крайней западной части района между массивами монцонитов и порфировидных гранитов. В восточной части района, близ г. Кафан, прослеживается Кявартский разлом. Отдельные небольшие сбросы северо-западного направления наблюдаются у сел. Мусалам, Аджилу и в более восточной части района. Многие разрывы плохо прослеживаются из-за наносов, но на их существование указывает, по мнению А. А. Додина (см. Мкртчян, 1948), строго прямолинейное северо-западное направление ряда ручьев и выходов минеральных источников, а также северо-западное простирание даек.

В районе отмечены также дислокации и других направлений — северо-восточного и почти широтного, однако они уже менее значительны. Дислокации северо-восточного простирания относятся к типу сбросов, которые разрывают и смещают более крупные северо-западные нарушения. Дизъюнктивные нарушения почти широтного простирания обычно представляют собой рудные трещины и небольшие сбросы.

Описанный выше Хуступо-Гиратахский разлом является границей между западной и восточной частями исследуемого района, резко различающихся по своему геологическому и отчасти геоморфологическому строению.

Западная, наиболее высокогорная часть района сложена интенсивно дислоцированными отложениями нижнего палеозоя и перекрывающими их третичными вулканогенными породами. Эти отложения прорваны крупными интрузиями гранитов, гранодиоритов, монцонитов и других кислых пород, которые слагают бо́льшую часть площади этой территории. Внедрение интрузий произошло в основном в верхнетретичное время и было связано с крупными горообразовательными движениями этого времени.

Восточная, более пониженная часть района сложена юрскими вулканогенными породами и меловыми известково-песчанистыми отложениями, собранными в относительно пологие складки. Интрузивных пород здесь мало и представлены они обычно небольшими штоками.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Геоморфологические исследования показали, что большое значение в формировании современной поверхности данного района имеют не только вертикальные движения земной коры, выражающиеся в сводообразном поднятии Малого Кавказа, но и дизъюнктивные нарушения. Последние, как нам представляется, играют здесь исключительно важную роль в образовании крупных форм современного рельефа. К разломам и трещинам здесь в значительной мере приурочена гидрографическая сеть; по ним же происходят дифференциальные и неравномерные поднятия различных участков земной коры в виде отдельных хребтов и массивов, причем, как показали наши исследования, рост некоторых из них, повидимому, не прекратился и в настоящее время. Геоморфологическими свидетелями этих тектонических нарушений являются неравномерное изменение высот террас на различных участках течения рек, их дислоцированность, образование узких молодых ущелий и каньонов, наличие многочисленных камнепадов, частые горные обвалы и т. д.[1]

Характерные черты рельефа исследуемого района также тесно связаны с литологическим составом пород, с условиями их залегания и степенью податливости денудационным процессам.

Из числа экзогенных факторов, принимающих участие в формировании рельефа, наибольшая роль принадлежит речной и ледниковой эрозии, процессы же аккумуляции аллювиального и ледникового материала оказывают на морфологию района значительно меньшее влияние.

По геоморфологическим особенностям данный район может быть разделен на три крупные части: 1) западную, отличающуюся высокогорным рельефом, 2) восточную, с преобладанием среднегорного и низкогорного рельефа, и 3) крайнюю юго-восточную — равнинную.

Западная часть района в тектоническом отношении расположена в пределах Гехинской антиклинали и Мусаламской синклинали; к ней приурочены также три наиболее крупных разлома — Хустуно-Гиратахский, Кирсовский и Таштунский. Подвижки, происходившие по линиям этих разломов, обусловили глыбовое строение этой части гор, которые сложены в основном интрузивными породами, а также палеозойскими вулканогенными толщами (известняками, сланцами, кварцитами, порфиритами, туфами).

К глыбовым горам относится значительный по протяженности Зангезурский хребет с восточными отрогами и массив Пирамза-Даг. Зангезурский хребет, достигающий высоты более 3600 м, занимает крайнюю западную часть района и является одним из наиболее высоких горных хребтов Малого Кавказа.

Несмотря на однородную структуру и в общем сходное геологическое строение, морфологические черты современного рельефа отдельных участков этих гор резко различны, что является, очевидно, следствием тектонических подвижек, происходящих здесь в результате колебательных движений и дизъюнктивных нарушений, которые обусловили преобладающее воздействие на рельеф тех или иных экзогенных факторов. На формирование рельефа верхней части Зангезурского хребта и массива Пирамза-Даг большое влияние оказали процессы ледниковой эрозии и аккумуляции, следы которых ярко выражены на их склонах, начиная приблизительно с высоты 2200 м. Граница ледникового рельефа восточного склона Зангезурского хребта на значительном протяжении совпадает с линией Таштунского разлома. Выше этой линии в современном рельефе господствуют

[1] См. нашу статью «Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры» в этом же сборнике.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

резкие формы — в виде скалистых острых и зазубренных пиков с крутыми обрывистыми склонами. Широко развиты гляциальные формы рельефа, обязанные своим происхождением древнему оледенению и в настоящее время являющиеся уже реликтовыми, а также формы, образующиеся в современных условиях нивального климата (они расположены на сравнительно более высоких отметках).

В верхних частях склонов гор расположены, обычно один над другим, многочисленные цирки и кары, которые местами образуют лестницы, включающие до семи каров. Наиболее крупные из них обычно заняты снежниками, небольшими фирновыми ледниками или озерами, дающими начало горным рекам. Днища каров часто заканчиваются ригелями, поверхность которых имеет сглаженные очертания и покрыта ледниковой штриховкой. Отдельные участки долин имеют вид плохо выраженных трогов, измененных воздействием ледниковой эрозии и аккумуляции. В ряде мест наблюдаются висячие долины. На склонах гор многочисленны нивальные ложбины, широко распространены каменистые россыпи, образовавшиеся в результате интенсивного морозного выветривания; наблюдаются явления солифлюкции.

Как уже отмечалось, ледниковая аккумуляция оказывает значительно меньшее влияние на морфологию верхней части склонов гор, чем ледниковая эрозия, и выражается в отложении в пределах ледниковых долин основных, боковых и конечных морен, образующих огромные валунные холмы и гряды.

Характер ледниковых форм рельефа позволяет предполагать наличие в этой части Зангезурского хребта одного оледенения и нескольких стадий отступания ледника. Конечные морены расположены здесь примерно на высоте 2200 м, стадиальные морены — на высотах около 2400, 2600 и 3000—3200 м. Оледенение Малого Кавказа, по данным Н. В. Думитрашко (1949), относится к вюрму.

Как показали геоморфологические исследования, следы древнего оледенения выражены на отдельных участках восточного склона Зангезурского хребта не одинаково, что, помимо климатических факторов и молодых тектонических движений, обусловливающих их проявление, очевидно, связано с литологическими особенностями территории. Участки, где ледниковые формы сохранились хуже, приурочены к местам развития порфиритов и туфогенных пород, которые сравнительно быстро разрушаются, и выработанные в них ледниковые формы быстрее сглаживаются и нивелируются. В интрузивных породах, более стойких к процессам выветривания, сохранность гляциальных форм рельефа значительно лучше. Это явление уже ранее было отмечено Н. В. Думитрашко (1949) при исследовании высокогорных районов Малого Кавказа.

На формирование рельефа более низкой части Зангезурского хребта, расположенной ниже Таштунского разлома, наибольшее влияние оказала речная эрозия. Глубинная эрозия преобладает здесь над боковой, вследствие чего реки обладают быстрым течением, долины — узкие, а в местах прорыва рекой интрузий — порожистые и каньонообразные. Боковая эрозия начинает проявляться лишь на отдельных участках, в местах выходов менее стойких пород. В пределах этой части гор наиболее древними являются долины крупных рек — Вохчи-Чай и Геги-Чай, имеющих целую серию хорошо выраженных террас. В период оледенения Зангезурского хребта эти долины служили местом стока талых вод, поэтому они значительно шире долин других рек района и в них на значительном протяжении прослеживаются мощные толщи флювиогляциальных галечников, слагающих третью террасу. Граница распространения флювио-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

гляциальных отложений может быть, по нашим представлениям, условно проведена близ с. Джрахор — на 7—8 км ниже области распространения флювиогляциальных галечников. Вторая (?) терраса р. Вохчи-Чай сложена здесь песчано-глинистыми отложениями, представляющими, очевидно, тонкий ледниковый материал, выносимый подледниковыми водами. Пыльцевым анализом в этих отложениях обнаружена пыльца сосны и споры зеленых мхов (правда, в очень незначительном количестве)[1]. Ниже по реке подобные отложения не встречаются.

Восточная часть района в тектоническом отношении расположена в пределах Хуступо-Зейвинской антиклинали, в которой дизъюнктивные нарушения играют уже значительно меньшую роль.

Вдоль Хуступо-Гиратахского разлома узкой полосой протягивается Хуступский хребет, характеризующийся складчато-сбросовой структурой. Этот хребет, сложенный вулканогенными толщами юры (порфиритами, кварцевыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями), представляет собой наиболее высокий хребет восточной части района; по своим структурно-геоморфологическим особенностям он является переходным от западной части района к восточной. Хребет сильно расчленен глубокими ущельями; река Вохчи-Чай, прорезающая его в широтном направлении, течет в узком, глубоком каньоне. Местами прослеживаются остатки высоких террас, высоты которых по сравнению с соседними участками долины значительно повышаются; поверхность террас — выпуклая, перекрыта мощным плащом делювиально-пролювиального материала. По склонам хребта широко развиты явления камнепадов, многочисленны осыпи. Широкого развития достигают в пределах этих гор конусы выноса.

Наиболее распространены в восточной части района горы полого-складчатой структуры; проходящий здесь Кявартский разлом почти не оказывает никакого влияния на их современную морфологию. Горы здесь значительно ниже, чем в западной части района, очертания их более спокойны, сглажены. Морфологические особенности рельефа в значительной мере обусловлены литологией, в зависимости от которой различные участки этих гор имеют бо́льшие или меньшие высоты и бо́льшую или меньшую степень расчленения. Особенно мягкими формами рельефа отличаются участки, сложенные легко разрушающимися туфогенными породами. Значительного развития в пределах этих гор достигает боковая эрозия, вследствие чего речные долины здесь хорошо выработаны, имеют целую серию террас, нижние из которых уже аккумулятивные.

На северо-восточном крыле Хуступо-Зейвинской антиклинали расположен средневысотный хребет Сусан-Даг, имеющий моноклинальную структуру и сложенный известковисто-песчанистыми отложениями мела. Этот хребет-куэста прорезан р. Вохчи-Чай, долина которой здесь антецедентна. Склоны гор, обращенные к реке и сложенные легко растворяющимися известняками, круты, многочисленны конусы выноса, оползни и осыпи. К югу и востоку от хребта Сусан-Даг прослеживается ряд древних долин.

На основании изучения морфологических особенностей этого участка поверхности мы пришли к выводу, что рельеф его в четвертичное время претерпел значительные изменения. Мы предполагаем, что изменения связаны с новейшими тектоническими движениями, выразившимися в поднятии хребта Сусан-Дага, что повлекло за собой и изменение направления гидрографической сети.

---

[1] Анализ выполнен З. П. Губониной

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Крайняя юго-восточная часть исследуемого района, отличающаяся равнинным рельефом, представляет собой террасированную долину р. Вохчи-Чай, сложенную галечниково-песчано-глинистыми аллювиальными отложениями. Этот участок — единственный в данном районе, где процессы аккумуляции обломочного материала преобладают над процессами размыва. Склоны долины здесь сильно расчленены и представляют собой типичный ландшафт «дурных земель».

Как видно из сказанного выше, рельеф изучаемой территории не однороден и может быть подразделен на ряд типов. Основными типами рельефа, выделяющимися в соответствии с геологическими структурами, являются здесь горы глыбовой, складчато-сбросовой, пологоскладчатой и моноклинальной структуры, различной высоты и степени расчлененности, а также аккумулятивные равнины и крупные речные долины. Геоморфологические данные свидетельствуют о том, что район долины р. Вохчи-Чай, за исключением равнинного участка нижнего течения этой реки, претерпевал и, повидимому, продолжает претерпевать общее поднятие. В пределах этого района выделяются участки, характеризующиеся наиболее интенсивным поднятием, причем, как показывают геоморфологические наблюдения, продолжительность и интенсивность их поднятия неодинаковы. Такими участками являются здесь хребты Зангезурский, Хуступский и Сусан-Даг [1].

Согласно геологическим данным, поднятие Зангезурского хребта произошло еще в верхнетретичное время. Проведенные нами геоморфологические исследования показали, что в четвертичное время это поднятие продолжалось, возможно даже усилилось, и в настоящее время еще не прекратилось. Геоморфологические особенности Хуступского хребта и Сусан-Дага позволяют предположить, что интенсивное поднятие этих структур произошло еще в нижнечетвертичное время, однако в настоящее время скорость их поднятия неодинакова — Хуступский хребет поднимается быстрее, чем хребет Сусан-Даг.

Подтверждением того, что интенсивные тектонические движения продолжаются в данном районе и в настоящее время, являются также частые землетрясения. Сейсмические материалы указывают на наличие здесь отдельных эпицентров землетрясений.

По данным Л. А. Варданянца (1935), который выделяет на Кавказе ряд групп «вероятных сейсмических очагов», в том числе и Зангезурскую группу, к последней относится 20 зарегистрированных землетрясений, причем, как он пишет, приблизительно 13 из них произошли после 1930 г. Многие из этих землетрясений отличались большой силой, достигая 8—9 баллов, и производили колоссальные разрушения.

Последнее крупное землетрясение, связанное с этой группой очагов, произошло 27 апреля 1931 г. Оно достигло в нескольких местах 9 баллов, а на очень большой площади — 8 баллов и охватило ряд смежных районов Армении и Нахичеванской АССР — Мегринский, Кафанский, Сисианский, Горисский, Ордубадский и другие более западные районы, причинив большие убытки народному хозяйству. Л. А. Варданянц (там же) отмечает отдельные очаги этого землетрясения, из которых в пределы описываемого района попадают два эпицентра: один близ горы Капуджих, другой — к западу от г. Кафан. По данным Г. П. Горшкова (1933), плейстосейстовая область захватила во время этого землетрясения площадь свыше 5000 км², однако он отмечает, что одной строго ограниченной

[1] См. нашу статью «Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры» в этом же сборнике.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

эпицентральной зоны здесь не было — весь хребет находится в области 8-го балла и лишь на его склонах, по периферии гранитного массива, выделялись полосы 9-го балла, дальше же величина сейсмического ускорения падала. Изосейсты довольно точно следовали очертаниям интрузии, следовательно, последняя была основным фактором, обусловившим здесь возникновение землетрясения. Г. П. Горшков указывает, что изосейста 8-го балла «почти в деталях следует контактам гранитов с другими породами, оконтуривая здесь основную, наиболее высокую часть Зангезурского хребта» (1933, стр. 22). Геологи считают, что землетрясение 1931 г. было вызвано поднятием всего гранитного массива, слагающего Зангезурский хребет, причем наибольшие разрушения были приурочены как к контактам гранитов с осадочными породами, так и к основным тектоническим линиям, по которым происходило оживление старых дислокаций.

Г. П. Горшков отмечает, что особенностью кавказских землетрясений является то, что иногда колебания охватывают здесь значительную площадь, но при этом четко выраженного эпицентра нет, а, очевидно, имеется несколько очагов землетрясений, проявляющихся одновременно, что свидетельствует, по его мнению, о том, что вся система тектонических структур данного района пришла в колебательное состояние. Он считает, что «сейсмические очаги тяготеют к участкам, в пределах которых констатируется развитие современных тектонических движений разной напряженности, различных по темпам, направлениям и амплитудам» (Горшков, 1949, стр. 46). Интенсивность сейсмических колебаний зависит от состава пород — в плотных кристаллических породах они сильнее, в мощной же толще рыхлых отложений они, напротив, значительно ослабляются.

На основании геоморфологических материалов и сейсмо-тектонических данных исследуемый район может быть подразделен на две крупные области или, как мы их называем,—«сейсмо-тектонические зоны»: 1) наиболее активную сейсмо-тектоническую зону и 2) активную сейсмо-тектоническую зону [1].

Наиболее активная сейсмо-тектоническая зона охватывает западную, наиболее высокогорную часть района и характеризуется общим сводовым поднятием. Сейсмические данные свидетельствуют о значительной активности этой зоны, землетрясения в которой достигают 8—9 баллов. По данным Е. О. Цшохера (см. Варданянц, 1935), составившего диаграмму Зангезурского землетрясения, происшедшего 27 апреля 1931 г., эта зона оконтуривается примерно изосейстой 6,5 баллов, а внутри нее расположены участки более высокой балльности.

О подъеме этой зоны свидетельствуют такие геоморфологические данные, как резкие формы ее современного рельефа, узкие, глубоко врезанные долины рек, мощные крупные конусы выноса, узкие цокольные террасы с маломощными аллювиальными отложениями и выпуклым профилем.

В пределы рассматриваемой зоны входят два участка наиболее интенсивных поднятий — Зангезурский и Хуступский. Как уже отмечалось, Зангезурский антиклинальный хребет испытывает интенсивное поднятие с конца третичного периода по настоящее время. Из наиболее характерных современных геоморфологических явлений, происходящих здесь в связи с тектоническими подвижками, можно отметить многочисленные горные обвалы и камнепады, крупные оползни в делювии и осыпи.

[1] Идея подобного подразделения, так же как и прогнозирование возможных стихийно-разрушительных природных процессов на основании геоморфологического анализа, заимствована нами у И. П. Герасимова (личное сообщение).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

В качестве прогноза тектонических нарушений здесь могут быть отмечены возможные разрывы и передвижки по контактам кристаллических и осадочных пород и внутри интрузий. Хустунский антиклинальный хребет испытывает интенсивное поднятие с нижнечетвертичного по настоящее время. Для этого участка также характерны явления каменных обвалов и камнепадов, оползней, развитых в делювиальном плаще, и осыпей. Возможны разрывы и подвижки среди вулканогенно-осадочных пород.

Правильность выделения этих участков на основании геоморфологических данных, как участков наиболее интенсивных поднятий, подтверждается также и сейсмическими материалами. Как уже было указано выше, в пределах изучаемого района зарегистрировано два эпицентра землетрясения 1931 г. — в районе горы Капуджих, который попадает в пределы Зангезурского хребта, и эпицентр, расположенный к западу от г. Кафан, который входит в пределы Хустунского хребта.

Активная сейсмо-тектоническая зона охватывает восточную часть района и характеризуется поднятием северо-западной части и относительным погружением юго-восточной. Сейсмичность этой зоны, по данным Е. О. Цюхера (см. Варданянц, 1935), определяется силой от 6,5 баллов в северо-западной части до 4,5 баллов в юго-восточной части.

Морфологическими признаками, указывающими на относительное погружение юго-восточной части, являются наличие широкой террасированной долины с серией аккумулятивных террас, обладающих плоской поверхностью, и широкой поймы.

В пределы северо-западной части этой зоны попадает участок наиболее интенсивного, чем вся остальная часть зоны, поднятия — моноклинальный хребет Сусан-Даг. Последний с нижнечетвертичного времени испытывал интенсивное поднятие, которое, однако, в настоящее время уже, очевидно, затухает. Здесь наблюдаются небольшие оползни, трещины, изменилось направление рек. В настоящее время возможны также небольшие разрывы и трещины среди осадочных пород.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Все описанные выше геоморфологические и сейсмо-тектонические особенности исследуемой территории отображены на приводимой здесь схематической геоморфолого-тектонической карте, на которой выделены типы рельефа и сейсмо-тектонические элементы (см. стр. 121).

Метод изображения генетических типов рельефа может быть различным: многоцветным — с применением различных цветных фонов, и одноцветным — с применением различных штриховок. Мы применяли в данном случае последний метод.

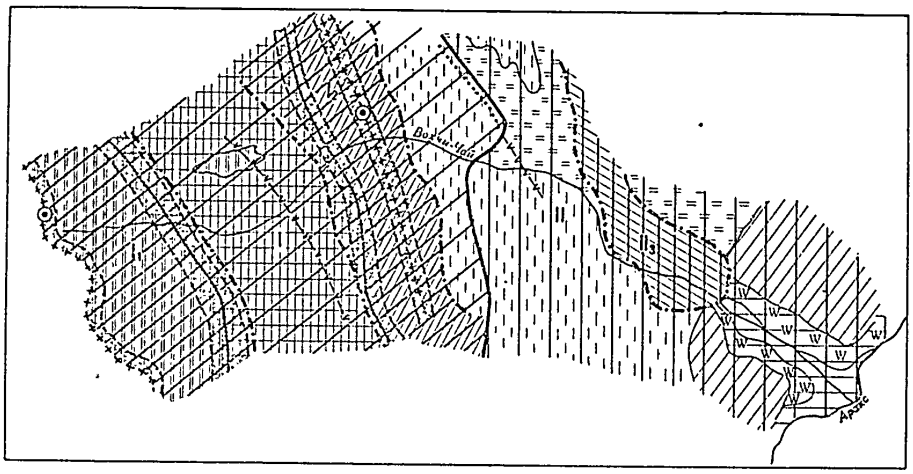
Для крупномасштабных карт более наглядно многоцветное изображение типов рельефа Последнее применяется на геоморфологических картах, составляемых Институтом географии Академии Наук СССР, на которых основные морфоструктурные единицы показаны различными цветными фонами Так, например, горы глыбовой структуры на этих картах показаны лиловато-коричневым цветом, горы складчато-сбросовой структуры — коричневым цветом, горы пологоскладчатой структуры — коричневым цветом другого оттенка, горы моноклинальной структуры — оранжевато-коричневым цветом, аккумулятивные равнины — зеленым цветом. Типы рельефа, в пределах одной морфоструктурной единицы, но с различными амплитудами высот, показаны оттенком краски соответствующего морфоструктурного типа.

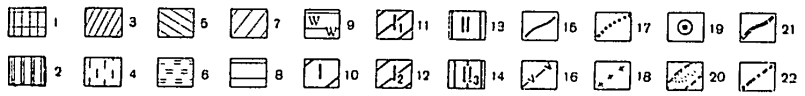
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Степень расчлененности рельефа изображается на карте одноцветной штриховкой различного рисунка и частоты.

На карте следует выделять эрозионные, денудационные, ледниковые и другие формы рельефа. Их можно изображать значками различного цвета, в зависимости от их генезиса. На приводимой здесь схеме формы рельефа не выделены в связи с ее мелким масштабом.





Схематическая геоморфолого-тектоническая карта долины р. Вохчи-Чай:

1 — высокие, резко расчлененные горы глыбовой структуры; *2* — то же с ледниковыми формами рельефа; *3* — высокие, резко расчлененные горы складчато-сбросовой структуры; *4* — средние резко расчлененные горы полого-складчатой структуры; *5* — то же моноклинальной структуры с выровненными водоразделами; *6* — низкие холмисто-расчлененные горы полого-складчатой структуры; *7* — пролювиально-аллювиальные наклонные равнины; *8* — широкие речные долины; *9* — то же с рельефом «дурных земель» на высоких террасах, *10* — наиболее активная сейсмо-тектоническая зона, характеризующаяся общим поднятием (подвержена землетрясениям от 6,5 до 9 баллов); *11* — участок наиболее интенсивных поднятий с конца третичного периода по настоящее время (осевая часть Зангезурского антиклинального хребта); *12* — участок интенсивных поднятий с нижнечетвертичного по настоящее время (Хуступский антиклинальный хребет); *13* — активная сейсмо-тектоническая зона, характеризующаяся поднятием северо-западной части и относительным погружением юго-восточной части (подвержена землетрясениям от 6,5 баллов в северо-западной части до 4,5 баллов в юго-восточной части); *14* — участок интенсивных (происходящих с нижнечетвертичного времени), но уже затухающих поднятий (Сусандагский моноклинальный хребет); *15* — линии тектонических разрывов, морфологически хорошо выраженных; *16* — то же, морфологически слабо выраженных, *17* — линии предполагаемых тектонических разрывов; *18* — оси новейших антиклинальных поднятий, *19* — эпицентры землетрясений силой в 8 баллов и выше; *20* — участки возможных эпицентров землетрясений и сейсмических явлений, *21* — границы (схематические) сейсмотектонических зон, *22* — границы (схематические) участков наиболее интенсивных поднятий

Сейсмо-тектонические особенности территории, которые, как уже отмечалось, выделяются нами на основании геоморфолого-структурных данных и анализа сейсмо-геологических материалов, изображаются на карте другими условными знаками, чем типы рельефа.

Выделенные нами сейсмо-тектонические зоны изображены на карте штриховкой разного рисунка, участки же наиболее интенсивных поднятий, входящие в эти зоны, изображаются более частой штриховкой,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рисунок которой соответствует рисунку штриховки данной зоны. Очень наглядным в данном случае может быть применение цветной (желательно— красной) штриховки различного рисунка и частоты. В текстовой части карты указывается степень интенсивности этих поднятий, период поднятия и структура участков наиболее интенсивных поднятий, а также делается попытка ориентировочно дать прогноз возможных тектонических нарушений. Особыми условными знаками наносятся предполагаемые линии осей новейших поднятий, а также линии тектонических разрывов, среди которых выделяются: разрывы, морфологически хорошо выраженные, разрывы, морфологически слабо выраженные, и предполагаемые разрывы. По сейсмическим материалам, на карту наносятся эпицентры зарегистрированных землетрясений.

Основываясь на данных Г. П. Горшкова (1949) о том, что сейсмические очаги тяготеют к участкам развития современных тектонических движений, мы выделяем на карте ряд участков — полос, в пределах которых можно с наибольшей вероятностью ожидать возникновения очагов землетрясений. Эти полосы приурочены к активным разрывам и, возможно, к осям новейших антиклиналей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, геоморфологические данные, полученные нами для района долины р. Вохчи-Чай, указывают на то, что основную роль в формировании рельефа этой территории играют дифференциальные тектонические движения земной коры. Это в свою очередь полностью подтверждает высказанное многими исследователями (Леонтьев, 1949; Габриелян, 1950; Думитрашко, 1950, и др.) положение о наличии дифференциальных тектонических движений на отдельных участках территории Малого Кавказа.

По геофизическим данным, большая часть территории Кавказа относится к зоне сейсмической активности. Однако еще не все районы Кавказа, и в частности Закавказья, достаточно хорошо изучены в сейсмическом отношении. В настоящее время перед советскими геофизиками поставлена важная задача прогноза землетрясений, разрешение которой может быть в значительной мере облегчено применением комплексных методов исследования, одним из которых является геоморфологический метод.

Составленная нами геоморфолого-тектоническая карта района долины р. Вохчи-Чай — один из первых опытов применения геоморфологических методов исследования в целях изучения быстрых тектонических движений земной коры и, в частности, выявления тех участков поверхности, которые тектонически наиболее активны и, тем самым, наиболее опасны в сейсмическом отношении. При составлении этой карты мы не ставили своей непосредственной целью дать прогноз землетрясений, однако попытка выделения районов интенсивных поднятий и участков, в пределах которых можно с наибольшей вероятностью ожидать возникновения очагов землетрясений, т. е. попытка сейсмического микрорайонирования, может рассматриваться как первый этап прогнозирования, так как он дает материал для более точного предсказания землетрясений, что осуществляется при помощи геофизических методов.

Принципиальная правильность выделения в районе долины р. Вохчи-Чай именно данных участков, как участков наиболее интенсивных поднятий, подтверждается, как мы показали, геологическими и сейсмическими материалами.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Нам представляется, что изложенные выше принципы составления геоморфолого-тектонических карт, разработанные нами для района долины р. Вохчи-Чай, могут быть рекомендованы при составлении подобного рода карт других районов, расположенных в геосинклинальных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

Вардапетяц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. — Тр. Сейсмол. ин-та, т. 64. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1935.

Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. — Докл. Акад. Наук СССР, 1950, т. 72, № 4.

Горшков Г. П. Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. — Тр. Сейсмол. ин-та, т. 31. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1933.

Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., 1949.

Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 43. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 2. М.—Л., 1949.

Думитрашко Н. В. О пенепленах Малого Кавказа. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1950, № 2

Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, вып. 4.

Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Ереван, Изд. Акад. наук Армянской ССР, 1948.

Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Ереван, Изд. Акад. наук Армянской ССР, 1946.

Федорович Б. А. Послетретичные тектонические процессы в северных предгорьях Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня», ч. 2. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1931 (Тр. СОПС, серия Киргизская, вып. 1).

Федорович Б. А. Верховья реки Чу. В сб. «Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня», ч. 4. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1934 (Тр. Киргизской комплексной экспед., т. 1).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

Л. Г. КАМАНИН и Г. А. ИВАНОВА

К ГЕОМОРФОЛОГИИ ПРЕДГОРНОЙ ПОЛОСЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАКАРПАТЬЯ

Когда в специальной литературе говорят о Закарпатье, то имеют в виду не только южные склоны Карпатской горной страны и расположенные у их подножья плоские, слабо расчлененные пространства Притиссенской низменности, но и весь передовой вулканический Вигорлат-Гутинский хребет и Турья-Боршавскую эрозионно-тектоническую продольную долину, отделяющую его от расположенного севернее Полонинского флишевого хребта, и, наконец, его южные склоны. Эта долина северо-западнее г. Хуста открывается в Верхнетиссенскую (Мармарошскую) эрозионно-тектоническую котловину.

Западнее Хуста вулканический хребет, протягивающийся здесь с севера на юг, перепиливается широтным отрезком р. Тиссы, долина которой образует в этом месте сужение, известное под именем Хустских Ворот; оно делит Закарпатье на две почти равные части.

В расположенном к востоку от Хустских Ворот восточном Закарпатье находится Верхнетиссенская котловина, орошаемая р. Тиссой, которая течет по длинной оси котловины с юго-востока на северо-запад. С юга котловину окаймляют Гутинские горы, составляющие южную оконечность вулканического хребта. СССР принадлежит лишь их северный склон, да и то лишь на коротком протяжении в их западной части. С севера Верхнетиссенская котловина ограничена холмистыми предгорьями, которые постепенно повышаются в северном направлении к Полонинскому хребту.

Область этих предгорий, а также Верхнетиссенская котловина, сложенные нижне- и среднемиоценовыми озерными и морскими отложениями, являются тектоническим аналогом Турья-Боршавской долины и, подобно ей, отделяют вулканические Гутинские горы от флишевого Полонинского хребта.

К западу от Хустских Ворот расположено западное Закарпатье, часть которого мы рассматриваем в настоящей статье.

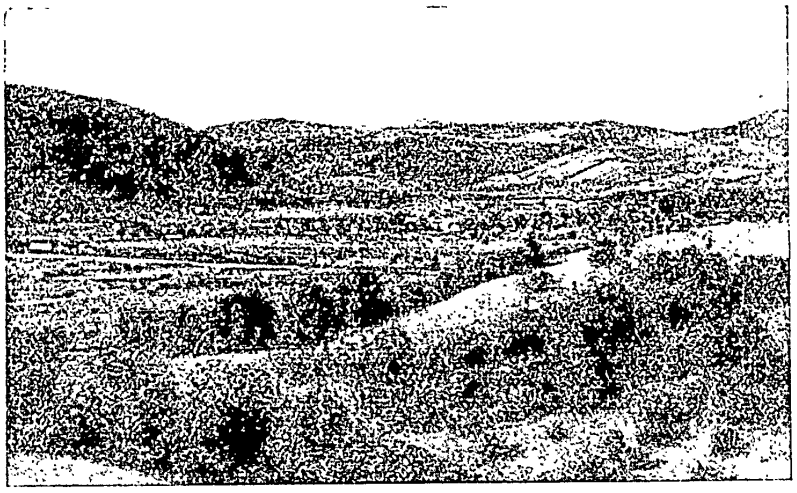
В отличие от восточного Закарпатья, где основным морфоструктурным элементом рельефа является замкнутая среди гор Верхнетиссенская котловина, западное Закарпатье имеет вид открытого горного амфитеатра. На его склонах развиты широкие, полого падающие на юг, в сторону Притиссенской низменности, терраспированные ступени предгорий. Эти предгорья представляют собой более или менее сильно расчлененные остатки когда-то единых поверхностей выравнивания, а частью — эрозионно-аккумулятивные и структурные террасы.

Наблюдателю, находящемуся у подножья хребта, на Притиссенской низменности или в Иршавской котловине, в широкие просветы долин

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Латорицы или Боршавы хорошо видно, что за стеной Вигорлат-Гутинского хребта на севере поднимаются еще более высокие горы. Это Полонинский хребет — главный хребет советских Карпат, который, как отмечает П. П. Ермаков (1948б, стр. 67), еще «в относительно недавнее время был не только гипсометрическим, но и гидрографическим их водоразделом» (фиг. 1). В Полонинском хребте, между меридианами Ужгорода



Фиг. 1. Общий вид на Полонинский хребет из долины р. Турьица

и Хуста, находятся такие вершины, как Полонина Руна (1482 м) или Полонина Боршава (1679 м), которую можно наблюдать с высоких предгорий Вигорлат-Гутинского хребта или из Иршавской котловины.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ХАРАКТЕР СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

Полонинский хребет тектонически соответствует внутренней антиклинальной зоне, являющейся северо-западным продолжением палеозойско-докембрийского антиклинального ядра Карпат-Мармарошского массива, перекрытого здесь отложениями флиша. Последний представлен полифациальным комплексом мелко-, средне- и грубообломочных морских отложений терригенного происхождения, которые накапливались «в условиях весьма неспокойного тектонического режима — непрерывных мелких колебательных движений» (Вялов, 1948, стр. 44—45), протекавших на фоне общего крупного опускания краевой зоны Карпатской геосинклинали. В числе пород, слагающих флишевую толщу Полонинских Карпат, известны различного состава песчаники, то кремнистые, то кварцитовидные — зернистые или сливные, аркозовые или известковистые. В горизонтальном и вертикальном направлениях они сменяются галечниками и конгломератами. Для песчаников характерна закономерно повторяющаяся ритмическая полосчатость, вызванная чередованием тончайших (имеющих толщину листа бумаги) светлых — слюдистых и более темных — глинистых полосок, которым О. С. Вялов (1948) присвоил название «плагуль». Песчаники и конгломераты в свою очередь переслаиваются с аргиллитами, песчано-глинистыми и кремнистыми сланцами

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

и роговиками. Этими породами исчерпывается перечень основных компонентов флишевых отложений, слагающих Полонинский хребет. Кроме них, известны еще сравнительно реже встречаемые породы, как, например, мергели. Флишевая толща разбита плоскостями надвигов, следующих параллельно простиранию пород, на ряд крупных блоков или глыб, надвинутых друг на друга.

Однако после исследований советских ученых — Б. П. Алферьева, А. А. Богданова, О. С. Вялова, Н. П. Ермакова, М. В. Муратова, Н. Б. Плешакова, Н. Ф. Трусовой и других геологов приходится полностью отказаться от представления о таком широком развитии покровной тектоники, какое пропагандировалось исследователями Карпат в досоветский период их изучения. Карпаты обладают типичной антиклинальной структурой, ядро которой образовано микроклино-плагиоклазовыми, слюдяными и другими гнейсами, кристаллическими сланцами различного состава, кварцитовидными песчаниками, слагающими палеозойско-докембрийский (верхний протерозой?) Мармарошский массив, а крылья — породами более молодого возраста, начиная с триаса и мела и кончая миоценом. В составе флиша Полонинского хребта известны отложения нижнего и в основном верхнего мела и палеогена.

Складчатость Полонинского хребта по сравнению с тектоникой расположенной к северо-востоку от него Центральной синклинальной зоны отличается гораздо меньшей интенсивностью. Такой характер тектоники Полонинских Карпат обусловлен, вероятно, значительно более близким к поверхности, чем в остальных зонах Карпат, залеганием жесткого ядра из слагающих Мармарошский массив пород докембрия (?) и палеозоя. Реагируя на происходившие в Карпатской геосинклинали тектонические движения главным образом явлениями дизъюнкций, породы Мармарошского массива сами почти не участвовали в пликативных дислокациях и этим способствовали ослаблению явлений складкообразования в относительно маломощной толще покрывающих их флишевых отложений мезо-кайнозоя.

Геологическое строение Закарпатья резко отлично от строения остальных Карпат. Юго-западное крыло внутренней антиклинальной зоны по линии Перечин—Свалява—Довге—Хуст обрывается рядом глубоких разломов, по которым палеозойское основание Карпатской мегантиклинали оказалось опущенным на значительную глубину. Эти разломы обусловили весьма активный вулканизм, основная масса проявлений которого была локализована в пределах Вигорлат-Гутинского хребта, являющегося самым южным передовым хребтом Карпатской мегантиклинали на границе ее со впадиной Алфольда. Последняя составляет часть значительно более обширной Венгерской депрессии, где третичные отложения достигают мощности более 1500 м. Значительная часть этой толщи относится к неогену. Неогеновые же отложения слагают и впадины Закарпатской области: западную — Чоп-Мукачевскую и восточную — Верхнетиссенскую.

Миоцен (морские отложения). В Верхнетиссенской котловине наблюдаются наиболее древние горизонты миоцена (бурдигал, гельвет), в то время как в Чоп-Мукачевской впадине и Пряшевской котловине миоцен представлен отложениями, возраст которых определяется не древнее тортона. Это обстоятельство служит указанием на более раннее происхождение Верхнетиссенской котловины по сравнению с Чоп-Мукачевской впадиной.

В составе нижнего миоцена (бурдигал) Верхнетиссенской котловины выделяют лежащую в основании местного разреза соленосную тереблин-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

скую свиту, к которой приурочены месторождения соли у г. Солотвина. Она вытянута полосой вдоль края Карпат и на западе, в Чоп-Мукачевской впадине, залегает на значительной глубине. Представлена эта свита глинистыми песчаниками со скоплениями экзотических конгломератов.

С солотвинской свиты, залегающей над соленосной, начинается средний миоцен (гельвет). Он представлен переслаиванием темносерых известняков с тонкослоистыми глинами и серыми плитчатыми песчаниками, которые обнажаются в ядрах структур и на крыльях антиклинальных складок. К верхам свиты приурочены прослои зеленых дацитовых туфов, соответствующих первым проявлениям вулканических процессов, охвативших позднее все Закарпатье.

Дацитовые туфы обнажаются в ядре Солотвинской брахиантиклинали и по долине р. Теребли. Кроме того, они прослеживаются с перерывами на северо-востоке Верхнетиссенской котловины, в узкой полосе на пространстве между Апшицей, Новоселицей и Драговом, где контактируют с флишем, на котором несогласно залегают. Среди туфов попадаются прослои глин и песчаников. Согласно Н. Б. Плешакову (1949), они подчинены отложениям хустецкой свиты и залегают в ее основании.

Верхняя половина среднего миоцена представлена отложениями хустецкой свиты — темными глинами и известковистыми и слюдистыми песчаниками с линзами угля. В низах свиты появляются туфиты.

Отложения нижнего тортона начинаются фаунистически хорошо охарактеризованными породами следующей, терешинской свиты. Выходы ее приурочены к контакту кристаллических пород с флишем. Свита состоит из чередования глин и песчаников с конгломератами. У с. Заднее тортон представлен темными, плотными песчанистыми глинами и глинистыми сланцами с прослоями грубозернистых песчаников, содержащих хорошо окатанную гальку кварцитовидных и других песчаников из отложений флиша. У с. Ганичи к средней части этой свиты, имеющей мощность около 1000 м, приурочены пачки тонких угольных пластов.

Среднетортонская бешкурская свита вскрывается на северо-западе Верхнетиссенской котловины, где она перекрывает терешинские отложения, отделяясь от них конгломератами. На севере котловины бешкурские слои представлены чередующимися пачками конгломератов, песчаников и глин; по направлению к югу наблюдается постепенное уменьшение мощности и обеднение крупнообломочным материалом с одновременным возрастанием участия глин, что еще сильнее выражено в вышележащих отложениях стрембинской свиты.

Выходы отложений стрембинской свиты приурочены к северной части Верхнетиссенской впадины, в нижней части свиты лежат пачки массивных песчаников с тонкими прослоями глин, в верхней — конгломераты с песчаниками и глинами. По направлению к югу количество грубообломочного материала уменьшается за счет увеличения более тонкого — песчаного и глинистого. Отложениями стрембинской свиты заканчивается закарпатский тортон.

Отложения нижнего и среднего миоцена продолжаются далее на запад, в Чоп-Мукачевской впадине, где они, по данным буровых скважин, перекрыты более молодыми породами сармата и паннона, представляющего комплекс переходных отложений от верхнего миоцена к нижнему плиоцену.

В у л к а н о г е н н а я с в и т а. Первые проблески вулканической деятельности, повидимому, должны быть отнесены к началу миоцена. Так, в толще песчаников и конгломератов, содержащих фауну и флору аквитан-бурдигала и развитых в бассейнах рек Апшицы и Лужанки, а также близ селений Липши и Заднее, известны туфогенные отложения.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Однако наиболее мощное развитие процессы вулканизма приобретают в Закарпатье в течение верхнего миоцена (сармат, меотис) и первой половины плиоцена (понт). В это время на размытую поверхность морских отложений нижнего и среднего сармата (они залегают в сравнительно широкой полосе, следующей параллельно простиранию Вигорлат-Гутинского хребта) изливаются наиболее древние компоненты вулканогенной толщи — кислые эффузивы (липариты и дациты). Среди песчано-галечниковых отложений нижнего сармата, содержащих характерные для отложений этого возраста формы моллюсков [*Cardium vindobonense* (Partsch.) Lask., *C. praeplicatum* Hilb., *Syndesmya reflexa* Eichw. и др.], вулканический материал представлен слабее, чем в отложениях вышележащей среднесарматской угленосной свиты. Последняя состоит из песчаников с подчиненными им конгломератами, образованными гальками из пород флиша, алевролитов, мергелей и мергелисто-известковистых глин с подчиненными им в верхней части пластами бурого угля (лигнита); количество туфогенного материала значительно увеличивается. Это обстоятельство, а также наличие лавовых прослоев (мощность 3—5, редко 10 м) внутри толщи указывает на активизацию вулканической деятельности. Следует отметить, что наблюдавшиеся нами восточнее с. Билки прослои лав залегают внутри осадочно-туфогенных отложений с наклоном в южном направлении. Это указывает, что в среднем сармате на месте возникшего в конце олигоцена Закарпатского предгорного прогиба уже существовали какие-то возвышенности, откуда в сторону пониженных местностей предгорного прогиба стекали потоки лав. П. П. Ермаков (1948а) отмечает также, что встречаемая в составе конгломератов галька развитых севернее вулканического хребта известняков юры в свою очередь служит доказательством наличия уклона поверхности к югу, куда стекавшие с севера реки сносили размывавшиеся ими породы флиша и юры, слагающие внутреннюю антиклинальную зону Карпат.

Описанная свита, известная под названием нижней вулканогенной, или туфогенной, имеет в Закарпатье значительное развитие. Ей подчинены угленосные месторождения, известные в Имстичеве (Иршавская котловина), Анталовцах, Кибляро-Липцевской котловине, а также нижняя продуктивная угленосная свита Березинского месторождения в районе горы Кирали-Сек, залегающая на размытой поверхности фаунистически охарактеризованных морских отложений нижнего сармата.

В отличие от нижней туфогенной свиты, верхняя часть вулканической толщи представлена почти исключительно лавами андезитов, обладающих довольно изменчивым минералогическим составом (преобладают пироксеновые и гиперстеновые андезиты, сопутствуют оливиновые, роговообманковые и биотитовые андезиты). Образованные ими лавовые потоки, мощность которых иногда достигает нескольких десятков метров (общая мощность всех потоков составляет 500—700 м) слагают основную часть вулканического хребта как в Советском Закарпатье, так и в соседних Чехословакии (Прешовские горы, Вигорлат) и Румынии (Гутинские горы, Оуаш), куда этот хребет продолжается.

Андезиты легко узнаются по отлично выраженной в многочисленных разрезах шаровой или эллипсоидальной скорлуповатой отдельности, характерной для верхней части лавовых потоков. В ниже залегающих горизонтах лавовых потоков, наоборот, наблюдаются крупноглыбовая и мелкоплитчатая отдельности (Соболев и др., 1947). Андезиты, прослеживаемые на всем протяжении Западного Закарпатья, от Ужгорода и Перечина на западе, до Хуста на востоке, замещаются у южного края хребта, на участке от р. Латорицы до р. Иршавы, другими вулканическими

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

породами, имеющими здесь особенно пестрый состав. Так, расположенные к юго-востоку от Мукачева островные вулканические горы Попова, Павлова и Великая сложены лавами дацитов. Последние встречены на южном склоне Черной горы восточнее Виноградова. К северу от Латорицы, на правобережье р. Визницы, водораздельный хребет между нею и западнее расположенным ручьем Лавки сложен оливиновыми андезитами. Восточный склон и водораздельная плоская часть хребта Хат, северо-восточнее с. Станова, сформированы черными микропорфировыми базальтами, в которых отлично выражена столбчатая отдельность, а к северу от с. Сельце, в узкой полосе, протянувшейся вдоль западного склона хребта Хат через Арданово и Доробратово, развиты черносерые андезито-базальты порфировой структуры. Кроме указанного района, они встречаются еще в северо-западной части хребта, на правобережье р. Ярок, к северу от Ужгорода.

В строении меридионального отрезка Вигорлат-Гутинских гор — хребта Тупого (Великий Шоллес), на водоразделе Бершавы и Рики, наравне с андезитами и андезито-базальтами играют значительную роль липариты, которыми, в частности, сложен массив одной из высших точек этого хребта — Толстый Верх. Это обычно тонкоплитчатые, иногда брекчиевидные породы темносиреневого или розового цвета, обладающие флюидальной текстурой. Среди них нередко встречаются стекловатые туфы и обсидиан.

Таким образом для всех пород, имеющих островное положение среди сплошного распространения андезитов Вигорлат-Гутинского хребта, характерно северо-западное простирание. Разнообразие же их состава, повидимому, следует связывать с наличием самостоятельных центров, изолированных от основной массы трещинных излияний. Различная глубина залегания магматических очагов обусловила большое разнообразие состава вулканических пород, наблюдаемых вдоль западной окраины Вигорлат-Гутинского хребта. Поэтому мы должны рассматривать западный склон этого хребта как зону повышенной тектонической активности. Разнообразию вулканических пород, развитых вдоль западных окраин Вигорлат-Гутинского хребта и слагающих расположенные на Притиссенской низменности островные вулканические горы, способствовало и то обстоятельство, что указанные разломы и связанные с ними трещинные излияния возникали в разное время. Они захватывали различные этапы вулканического цикла, каждому из которых соответствовал свойственный именно этому этапу состав и особенности структуры и текстуры вулканических пород.

То, что эти разломы возникали на границе поднимающейся геосинклинальной зоны и опускающейся платформенной структуры, какой является вся Венгерская депрессия и составляющая часть ее впадина Альфельда (у ее северо-восточной окраины возникли, как единое с нею образование, Чоп-Мукачевская и Верхнетиссенская котловины), сказалось на особенностях химизма и минералогического состава эффузивных толщ Закарпатья.

Возможно, именно поэтому закарпатские андезиты, как считает В. Л. Соболев, являясь частью вулканического комплекса, характерного для складчатых областей, вместе с тем по типу дифференциации магмы (повышенное содержание щелочных полевых шпатов и общая, связанная с этим повышенная основность плагиоклазов и относительно малое содержание роговой обманки) несколько приближаются к базальтам платформенного типа (Соболев и др., 1947). Последние, будучи наиболее основными породами вулканической серии Вигорлат-Гутинского хребта,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

нередко перекрывают андезиты и, таким образом, завершают самую активную фазу неогенового закарпатского вулканизма, который прошел длинный путь от нижнемиоценовых кислых дацитов и липаритов Верхнетисенской котловины до верхненаннонских (понтических) основных базальтов с. Станова.

В начале понта явления вулканизма переходят в стадию угасания. В окружающих Карпаты озерах и болотах, возникавших в связи с продолжавшимися опусканиями периферических участков Чоп-Мукачевской впадины, происходило накопление продуктов разрушения эффузивных пород и их туфов, а также последних твердых выбросов отмиравших вулканических аппаратов. Эти породы, подвергавшиеся водной сортировке материала, являются генетическими аналогами нижненаннонской осадочно-туфогенной угленосной свиты, подстилающей главную массу эффузивов Вигорлат-Гутинского хребта. Аналогия усиливается вследствие наличия в этой толще угленосных остатков, представленных главным образом лигнитизированными остатками древесины, коры и сучьев деревьев. Осадочно-вулканогенные отложения этой свиты (она известна под названием ильницкой), с незначительным количеством пирокластического материала, содержат фауну пресноводных и наземных моллюсков (*Melanopsis*, *Unio*, *Planorbis*, *Neritina*, *Helicidae*), имеющих понтический возраст. Их находки позволяют точно датировать возраст эффузивных пород вулканической серии Закарпатья, расчлененную поверхность которых часто перекрывают отложения ильницкой свиты Мощность слагающих ее рыхлых песчаников, переслаивающихся с песками и лежащими среди них линзами и пластами лигнитов, определяется в Иршавской котловине несколькими сотнями метров.

Согласно И. П. Ермакову (1948б), этими событиями история формирования вулканических образований Закарпатья не закончилась, и верхнепонтическое время ознаменовалось последней, и на этот раз окончательной, вспышкой вулканической деятельности. И. П. Ермаков в связь с нею ставит (под названием берегово-киралешской серии) образование кислых эффузивов — дацитов и липаритов Береговского холмогорья, Тупого хребта и др. Делает он это на том основании, что в Тупом хребте липариты и дациты то залегают на андезитах, то покрывают их, а в районе Березинского угольного месторождения биотитовые дациты перекрывают имеющие понтический возраст отложения верхней угленосной (ильницкой) свиты. На основании этих фактов И. П. Ермаков делает широкие выводы, выходящие далеко за пределы его непосредственных наблюдений, и считает, что и липариты Береговского холмогорья и соседних с ним островных гор Косино, Зансонь и Большая Бегань, и вулканические породы островных возвышенностей, расположенных на юго-юго-восток от Мукачево (в том числе и Кирали-Сек), имеют возраст более молодой, чем возраст отложений ильницкой свиты.

Развиваемые И. П. Ермаковым представления о среднеплиоценовом возрасте кислых эффузивов Закарпатья находятся, однако, в противоречии с тем, что обычно наблюдается в вулканических областях, где возрастное изменение химического состава лав либо закономерно развивается от кислых, через средние, к основным, либо происходит в обратном порядке. Смена кислых лав, через основные, снова кислыми в конечной фазе вулканизма или основных, через кислые, основными, практически если и наблюдается, то только в качестве исключения. Поэтому, если даже среднеплиоценовый (верхнепонтический) возраст дацитов Кирали-Сек подтвердится, он не сможет получить регионального значения, которое пытался придать этому факту И. П. Ермаков Необоснованность

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

взглядов этого исследователя выявляется и в результате работ по изучению Береговского холмогорья, где в осадочно-туфогенных образованиях и осадочных каолинах, залегающих среди липаритов, были обнаружены остатки среднесарматской флоры и фауны. В. С. Соболев и его соавторы (1947) отмечают, что и в Закарпатье закономерность изменения состава продуктов извержения носила обычный характер; вулканические явления начались в нижнем миоцене с излияния кислых лав; по мере развития вулканических процессов происходило увеличение основного содержания лав, выбросы которых закончились к началу второй половины плиоцена излиянием базальтов. Относительно редкая встречаемость последних на территории Закарпатья может быть связана лишь с ослаблением разломных явлений в последнюю фазу закарпатского вулканизма.

Породы, более молодые, чем ильницкая угленосная свита, представлены на территории Закарпатья главным образом всякого рода континентальными образованиями: отложениями рек и озер, слагающих террасы разного уровня, а также покровными суглинками и корой выветривания. Последняя образовалась либо in situ — в результате физико-химического и биологического разрушения эффузивных пород вулканического хребта (орто-элювиальная кора), либо в результате смыва и переотложения продуктов выветривания орто-элювиальной коры в понижениях рельефа (орто-делювиальная и аллювиальная кора).

До работ советских исследователей не существовало сколько-нибудь стройной схемы стратиграфического расчленения верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Закарпатья. Такая попытка была произведена Г. И. Алферьевым (1948), выделившим в составе террасовых отложений два плиоценовых уровня — верхний и нижний — и пять четвертичных, в том числе аллювиальные отложения нижне-, средне- и верхнечетвертичных террас, отложения пойменных террас и современный аллювий.

К о р а в ы в е т р и в а н и я. В Закарпатье бо́льшую роль в формировании современного рельефа имеет широко развитая кора выветривания основных вулканических пород и генетически тесно связанные с нею, обычно в большей или меньшей мере щебнистые делювиальные суглинки.

В зоне предгорий вулканического хребта, а также на ряде террасовых поверхностей кора выветривания андезитов, базальтов и других основных вулканических пород распространена почти повсеместно — на всем протяжении Вигорлат-Гутинского хребта от Ужгорода до Виноградова, Хуста и Вышкова. Мы находим ее и в полосе высоких предгорий, и на низких увалистых предгорных равнинах, расположенных к западу от хребта Хат, между Кустановицами и Сельцом, и на низких террасах Иршавской котловины, где она залегает под покровом аллювия разной мощности. Распространена она и в области, расположенной к северо-западу от Хустских Ворот высокой верхнеплиоценовой террасы, равнинная поверхность которой постепенно падает на запад от Имстичева и прекрасно наблюдается с севера — из с. Билки или из любой точки соединенной террасовой плоской равнины рек Боршавы и Иршавы. Кора выветривания широко представлена на террасовой равнине к северу от Иваповцев и Бенедиктовцев и между долинами рек Ужа и Завады, на всех островных вулканических горах, расположенных среди равнины, — Поповой, Павловой в районе Мукачева, на Береговском холмогорье, на Черной горе у Виноградова (Севлюша), а также, по данным В. М. Фридланда (1950), в Новоселице, на северо-западных склонах Гутинских гор (Оуаш).

Широкое распространение коры выветривания и довольно сильные отличия, наблюдаемые в ее строении, показывают, что процесс ее форми-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рования был, возможно, разновременным, обусловливая в конечном итоге разную степень выветрелости материнских пород. Однако не исключена возможность, что это явление объясняется не столько возрастными причинами, сколько различной интенсивностью процесса выветривания. Бесспорно лишь одно — что климатические условия и циркуляция трещинных вод в подвергавшейся выветриванию верхней зоне вулканических пород играли в последующем процессе формирования коры весьма существенную роль (Лесняк, 1948, 1951). В связи с этим привлекает внимание тот факт, что основная масса площадей с наиболее полно и часто развитой на них корой выветривания приурочена к склонам юго-западной и западной экспозиции Вигорлат-Гутинского хребта и его отрогов, где выпадает максимальное количество осадков и где, таким образом, имелись наиболее благоприятные условия для формирования коры и концентрации закисных и окисных соединений и образования железных руд. Инфильтрационное происхождение этих руд, по мнению В. Ф. Лесняка (1947), теснейшим образом связано с образованием коры выветривания эффузивов.

По генетическим условиям, в составе коры выветривания Закарпатского вулканического хребта можно, следуя Б. Б. Полынову (1934) и впервые подробно описавшему их здесь В. М. Фридланду (1950) [1], выделить три разности — орто-элювиальную, орто-делювиальную и орто-аллювиальную. В. М. Фридланд в своей работе о коре выветривания Закарпатья отмечает, что орто-аллювиальная кора меньше всего распространена и, если и наблюдается, то только в виде редко встречаемых тонких прослоек и даже линз в толще аллювия (Фридланд, 1950). Наши наблюдения подтверждают мнение В. М. Фридланда о малом развитии орто-аллювиальной коры; мы встретили ее лишь в основании разреза аллювия второй надпойменной террасы (18—20 м) Тиссы-Латорицы.

В районе с. Бенедиктовцев в небольшой выемке обнажена часть залегающей на этой террасе аллювиальной толщи. Видимая мощность залегающих здесь пород 1,37 м. Состав их (сверху вниз) следующий:

1. Очень плотные оруденелые железистые песчаники с включенными в них гальками.
2. Зеленовато-голубые, тонко отмученные слоистые глины — типичные озерные или старичные илы, игравшие роль водоупорного горизонта по отношению к вышележащим пескам.
3. Сыпучие желтые охристые пески с тонкими линзочками глин.
4. Пластичная сероголубая глина, местами с яркоохристыми пятнами.
5. Толща тонко отмученных слоистых глин, окрашенных в яркий красный цвет, с линзами мелкокомковатой глины такого же цвета; темные малиново-красные ленточки слоев чередуются в правильной последовательности с такими же по механическому составу, но менее яркими, светло- или беловато-розовыми глинами. Вся толща переполнена гальками песчаников флиша.

Отмеченные в составе последнего слоя линзы мелкокомковатых глин являются почти неизменной (при переносе и переотложении) корой выветривания орто-делювиального происхождения, которая в значительной мере развита сейчас в окрестностях Бенедиктовцев, к северу от села. По-видимому, при благоприятных условиях материал этой коры, подвергаясь измельчению, тем не менее не терял вида материнской породы. Сходство состава материала линз и основной части толщи слоя ясно показывает, что мы здесь имеем дело с тождественным материалом — смытыми со

[1] Наличие и широкое распространение коры выветривания на андезитовых покровах вулканического хребта было отмечено впервые в литературе свыше 40 лет назад академиком К. Д. Глинкой, наблюдавшим их на юго-западных склонах Гутинских гор, в окрестностях курорта Виксад (Глинка, 1911).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

склонов и переотложенными водами протекавшего здесь рукава Тиссы или Латорицы частицами глинистой орто-делювиальной коры. Поскольку глинистый материал коры выветривания представлен, даже в проанализированных нами образцах орто-элювиальной разности коры (наиболее грубой по составу), частицами менее 0,01 мм, а в делювиальной разности коры процентное содержание частиц менее 0,01 мм даже повышается, можно не удивляться тому, что разрушенные и накопившиеся в реках глинистые частицы коры могли отлагаться только в редких случаях. Как правило, они в виде взвешенной в воде мути выносились далеко за пределы распространения коренных материнских пород. Именно этими обстоятельствами и следует объяснить незначительное распространение орто-аллювиальной коры.

В противоположность орто-аллювиальной коре выветривания, орто-элювиальная и орто-делювиальная разности встречаются более часто, хотя в ряде мест они нередко размыты, вследствие чего имеют незначительную мощность или даже полностью смыты. В пониженных местностях Иршавской котловины, Лалово-Становской предгорной увалисто-холмистой равнины или в Киблярской межгорной котловине они перекрыты нежными на ощупь палево-бурыми суглинками, являющимися в ряде случаев той же корой выветривания, но только подвергшейся процессам облёссования,

Орто-элювиальная кора выветривания наблюдалась нами во многих местах западного Закарпатья. Повсеместно она связана тесными генетическими переходами с материнскими вулканическими породами. Наиболее распространена орто-делювиальная разность коры выветривания. Мы рассмотрим обе эти разности коры выветривания совместно, поскольку в разрезах нередко бывает трудно провести между ними грань. Далеко не всегда в обнажениях удается наблюдать одновременно свежую невыветрелую породу с залегающей на ней орто-элювиальной корой выветривания. Что касается орто-делювиальной коры, то совместное нахождение ее в одном разрезе с невыветрелыми андезитами вообще не наблюдалось. Средняя максимальная мощность наблюдавшихся нами орто-делювиальных разностей коры нигде не превышала 4—6 м.

Представление об облике орто-элювиальной коры дает обнажение у подножья горы Жорница. Здесь можно видеть черносерый или иссиня-черный мелкозернистый оливиновый андезит с порфировидными выделениями оливина и плагиоклаза, который, постепенно светлея кверху, становится совершенно серым. Одновременно мы видим, как в слитной, почти стекловидной структуре андезита, по мере усиления степени выветрелости породы, начинают появляться сначала крупные, а затем все более и более мелкие зерна минералов, совершенно не различимые без микроскопа в свежей породе. При этом становятся отлично заметными порфировые выделения полевых шпатов, зерна кварца, темных минералов и пластинки слюд, до того скрытые вследствие темной однообразной окраски породы. Все эти минералы в процессе выветривания приобретают серый цвет различной интенсивности. Кверху серый тон породы сменяется все более и более усиливающимся розовым цветом, затем светлым и густым красным или карминно-красным. Такое изменение окраски происходит вследствие накопленных здесь, в связи с процессами инфильтрации и движения воды по трещинам, полуторных окислов железа и алюминия. Если в нижних горизонтах серая элювиальная кора сохраняет вид и структуру материнской породы и идиоморфизм отдельных зерен полевого шпата, а при ударе молотком рассыпается на мелкие сухие кусочки (рухляк), то по мере приближения к поверхности она приобретает все

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

более и более оглеенный характер, а в самой верхней части разреза — вид пластичной глины яркокрасного цвета. При этом в серых и светлорозовых глинах обычно присутствуют глыбы и осколки слабо выветрелого рухляка андезита, в верхних же яркокрасных, богатых коллоидами глинах их совсем не бывает.

Характерно, что в нижних серых и светлорозовых горизонтах коры вдоль наиболее крупных трещин, под различными углами пересекающих толщу коры, процессы выветривания идут скорее, чем на соседних участках, где такие трещины отсутствуют. Это видно из того, что вдоль трещин происходит усиленное накопление полуторных окислов железа, сообщающих породе вид яркокрасных лент и полосок, в пределах которых рухляковая масса андезита уже превратилась в глину. Ширина таких красных лент находится в прямой зависимости от размера трещин и количества воды, циркулирующей по ним. Свежесть коры, наблюдаемой в с. Лавки (фиг. 2), наличие тесных и постепенных переходов от свежих невыветрелых пород, через молодые серые, к более древним глинистым красным, продолжающееся и теперь выветривание серых и розовых горизонтов коры, с накоплением полуторных окислов по трещинам и превращением рухляковой коры в глинистую позволяют считать, что образование коры выветривания в Закарпатье, как было отмечено нами в 1950 г., не только происходило в прошлом, но происходит и в настоящее время (Лесняк, 1951)[1]. Однако это требует организации специальных наблюдений.

Отметим, что выветривание с образованием коры протекает в слабо разрушенных андезитах не только по диагональным трещинам, но и, как наблюдалось нами в с. Лавки, в крупных шарообразных и эллипсоидальных отдельностях, характерных для верхней части лавовых потоков (Соболев и др., 1947). Концентрически расположенные чешуи, образующие многочисленные крупные, напоминающие луковицу тела, диаметром до 1,5—2 м (чаще 5—30 см), то имеют характер рухляка, то, наоборот, приближаются к глинам, в соответствии с чем изменяется и характер окраски чешуй внутри луковицы. Этот факт подтверждает нашу мысль о количественном значении циркулирующих по трещинам вод, способствующих ускорению или, наоборот, замедлению процессов выветривания и образования коры. Промежутки между шарами заполнены рухляковыми продуктами выветривания серых андезитов.

Вследствие содержащегося в коре большого количества подвижных полуторных окислов железа и алюминия, которое обусловливает высокую кислотность продуктов выветривания, почвы, развивающиеся на коре, в свою очередь обладают кислой реакцией (pH 5—6).

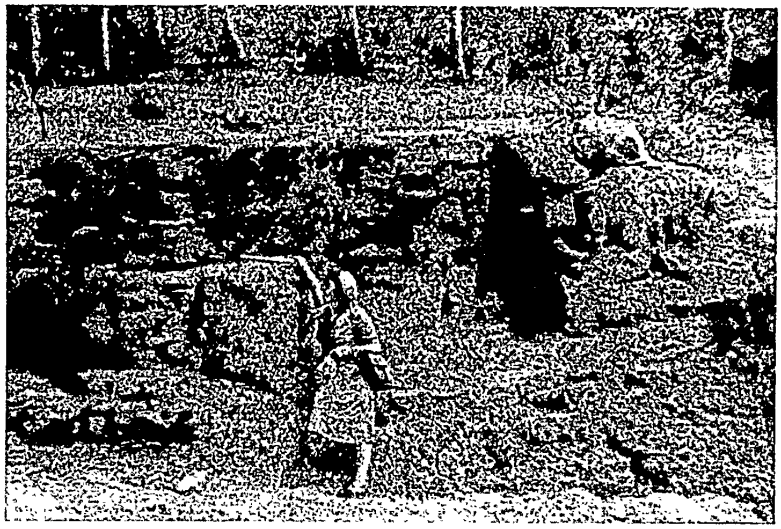
Орто-делювиальная красноцветная кора, как правило, залегает поблизости от выходов вулканических пород с развитыми на них орто-элювиальными разностями коры. Отсутствие элювиальной коры на андезитах, особенно на склонах с уклоном свыше 15°, и одновременно констатируемое у подножья этих склонов залегание делювиальной коры дают основание предполагать, что элювиальная кора была здесь смыта. Остатки орто-элювиальной коры выветривания, клочками сохранившиеся от размыва, можно обнаружить во впадинах поверхности вулканических пород. Широко развита орто-делювиальная кора на равнинной увалисто-холмистой поверхности террасы Тиссы—Латорицы к северу

[1] В. Ф. Лесняк (1951, стр. 141) считает, что, помимо процессов окисления и инфильтрации закисных и окисных соединений железа, марганца и алюминия, получаемых при разрушении вулканических пород, на окраске глинистой коры выветривания сказывается «стадия выветривания исходной породы и влияние солнечных лучей в период образования глинистых веществ».

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

от Бенедиктовцев—Ивановцев. Здесь сплошь и рядом можно наблюдать в разрезах на склонах балок и долинок небольших ручьев совместное залегание орто-элювия и орто-делювия. Смыв и перераспределение материала коры происходили здесь при незначительном колебании высот и, следовательно, при небольшой силе струй, переносивших глинистый материал коры. Поэтому глинистые частицы не могли уноситься далеко и накапливались вблизи от места залегания материнской породы с развитой на ней орто-элювиальной корой. Наблюдаемая на равнине красноцветная орто-элювиальная кора выветривания давала материал, необходимый для образования орто-делювиальной коры.



Фиг. 2. Красноцветная кора выветривания. Село Лавки

Наши наблюдения показали, что верхняя, богатая коллоидами красноцветная орто-делювиальная кора выветривания в основном принадлежит глинистой фракции и в редких случаях содержит небольшую примесь алеврита и песка, измеряемых долями процента. Количество тяжелой фракции в верхних горизонтах коры увеличивается (не превышая, однако, 4%), а ниже, в более глубоких горизонтах, наоборот, уменьшается. Эта закономерность прослеживается по всем изученным разрезам орто-элювиальной коры. В орто-делювиальной коре содержание тяжелой фракции падает до 0,2—0,5%. Такая закономерность распространения минералов тяжелой фракции обусловлена происходящим в верхних горизонтах коры процессом накопления полуторных окислов железа, которые, таким образом, влекут за собой не только изменение физических свойств, обогащение коллоидами, но и изменение количественного состава тяжелой фракции. Минералогический состав делювиальной коры более разнообразен.

Отметим еще интересный участок развития элювиальных и делювиальных разностей коры, наблюдавшихся нами на поверхностях андезитов в районе с. Великий Раковец. Здесь процессы выветривания с образованием коры охватили не только андезиты, но и залегающую на них осадочно-туфогенную свиту, состоящую из более или менее ясно выраженных горизонтальных прослоек, сложенных осколками андезитов

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

псаммитовой структуры. Общая мощность пород вулканической толщи здесь превышает 100 м; максимальная мощность коры (6—10 м) наблюдается на почти горизонтальной поверхности высокой плиоценовой террасы, образующей водораздел между Тиссой и Иршавской котловиной.

Здесь, в глубокой промоине — овражке на склоне террасы, — мы наблюдали (сверху вниз):

1. Почвенный горизонт.
2. Комковатую, краснобурого цвета, плотную глину.
3. Слоистую серобурую плотную глину с бурыми охристыми пятнами.
4. Чистую пластичную глину охристо-красного цвета.
5. Серую комковатую глину с включениями кусков выветрелого андезита.
6. Зеленовато-серую тяжелую комковатую глину, содержащую куски рухляка андезитов.
7. Сильно выветрелый рухляк андезита, переходящий сначала в слабо выветрелую породу, а на глубине около 1,5 м — в свежий невыветрелый андезит.

По всему разрезу наблюдается изменение окраски от серозеленой в основании к краснобурой вверху.

Этот разрез, ввиду его большого интереса, был нами подробно изучен.

С глубины 1,6 м начинается зона охристых суглинков, состоящая в основном из агрегатов, по составу отвечающих гидроокислам Fe, из небольшой примеси окислов Mn, каолина, который также окрашен окислами Fe. При кипячении образца с щавелевой кислотой окислы Fe обесцвечиваются.

Следующий образец был взят нами с глубины 3 м, из зоны разложенных пород; в основном он состоит также из гидроокислов Fe, зерен опала, окрашенных окислами Fe, зерен слюдоподобных глинистых минералов; из первичных минералов сохранился магнетит. Этот образец относится, видимо, к подзоне *а* В. Ф. Лесняка, не сохранившей текстуры материнской породы, где гидроокислы преобладают над образованиями опала (Лесняк, 1951, стр. 128).

Далее, с глубины 4,8 м, начинается подзона *б* (выщелоченные андезиты) В. Ф. Лесняка, состоящая преимущественно из зерен опала, окрашенных окислами железа, из глиноподобных минералов и примеси первичных минералов — группы пироксенов, группы эпидота, других устойчивых минералов и магнетита.

Изученная нами последовательность появления в коре выветривания вторичных минералов подтверждает схему В. Ф. Лесняка (1951).

В верхней части коры наблюдается усиленное обогащение гидроокислами Fe и примесь каолина и окислов Mn, а ниже — постепенное уменьшение количества гидроокислов Fe за счет резкого увеличения количества зерен опала и глинистых минералов. Еще ниже наблюдается обогащение опалом с примесью окислов железа и включениями первичных минералов. Эта смена минералогического состава сказывается также на изменении окраски породы и на количестве частиц тяжелой фракции; в верхней части разреза это количество увеличивается за счет усиления процессов накопления окислов железа, ниже увеличивается количество окислов Si, которые по своему удельному весу легче окислов Fe.

В основании склонов и в ряде многочисленных овражков повсеместно выходят сильно выветрелые с поверхности серые, растрескивающиеся в сухом состоянии андезиты, обнаруживающие легко удаляемую с поверхности растрескавшуюся тонкую сухую корочку (4—6 см). Под нею залегает андезит, хотя уже и посеревший, но, повидимому, находящийся в самой начальной стадии выветривания. Глинистая красноцветная кора на склонах повсеместно смыта.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Склоны плиоценовой террасы расчленены долинами ручьев. Эти долины местами приобретают очертания довольно широких эрозионных котловин, днища которых сложены тяжелыми глинистыми породами орто-делювиальной коры выветривания. В начале августа после сильного дождя мы имели возможность наблюдать на пологом склоне дна такой котловины распределение только что снесенного сверху рыхлого материала. Непосредственно у подножья склона накопились крупные куски смытых сверху глинистой коры и сильно выветрелых андезитов. Дальше от подножья склона высокой террасы материал становился все мельче. Поскольку верхняя глинистая часть коры в основном давно уже смыта и размыву и переотложению подвергаются слабо выветрелые горизонты орто-элювиальной коры, в составе современного делювия наблюдается мелкозем серокрасного цвета. Такие процессы происходили и в прошлом: обогащение снесенных частиц полуторными окислами и дальнейший процесс разрушения переотложенных частиц слабо выветрелой серой орто-элювиальной коры в конечной стадии и, может быть, даже скорее, чем в естественном состоянии, приводил к образованию красноцветной, богатой коллоидами орто-делювиальной коры выветривания.

Наличие слоистой коры выветривания, возникшей на поверхности осадочно-туфогенных образований, развитых на западных склонах хребта Хат, наблюдалось нами в нескольких местах.

Мощная делювиальная кора наблюдалась нами на склонах долины Завады, там, где эта речка выше с. Худлева вступает в область высоких предгорий Анатольевской Поляны. Рыхлая красноцветная орто-делювиальная кора здесь нередко почти целиком смыта, и на поверхность выходит лишь серая кора, которую мы рассматриваем как начальную стадию формирования коры. Древняя орто-элювиальная красноцветная кора сохранилась лишь на плоских водоразделах и во впадинах поверхности андезитовых потоков. Орто-элювиальная кора была встречена нами на западных крутых склонах горы Брлог (левый берег р. Завады). Здесь кора залегает непосредственно на поверхности и часто лишена растительного покрова. Она развивается не только на андезитах, но и на их туфах, имеющих вид щебнисто-глинистых образований малинового цвета.

По крутым склонам предгорий, окружающих Киблярскую эрозионно-тектоническую котловину, кора выветривания орто-элювиального и делювиального происхождения развита почти повсеместно.

Сопоставляя факты, известные из геологии северного Причерноморья, где развиты морские осадочные отложения сармата, меотиса и понта, т. е. отложения, сходные по возрасту с вулканогенной свитой Закарпатья, мы видим, что и там, перекрывая понтические известняки, на огромной площади к востоку от Дуная и Прута широко распространена глинистая, богатая коллоидами красноцветная кора выветривания. Несмотря на то, что со времени опубликования работ Н. А. Соколова, впервые обратившего на них внимание в 1890 г. (Соколов, 1904), прошло уже свыше 60 лет, вопрос о способе и времени происхождения этих глин до сих пор не считается окончательно установленным. Как отмечает А. Д. Архангельский (1934, стр. 207), «новейшими отложениями, подстилающими красные глины, являются куяльницкие пески», образование которых последовало за отложением понта. Таким образом, красноцветную кору выветривания и в степной Украине, и в Закарпатье подстилают одновозрастные понтические породы, в первом случае — морские пески, глины и известняки, во втором — вулканические образования. Это обстоятельство дает основание считать, что климатическая обстановка верхнего плиоцена в Причерноморье, когда в послекуяльницкое время на поверхности куяльницких

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

и понтических отложений начали образовываться аллювиальные глины (Соколов, 1904), была одинаково благоприятной для формирования красноцветной коры выветривания в этих, столь различных по рельефу и геологическому строению районах Украины. Вместе с тем совершенно очевидно, что возраст коры далеко не одинаков. Время начала ее образования надо увязывать, как отмечал недавно К. К. Марков (1951), с возрастом поверхностей, на которых она сформирована.

Древние и современные аллювиальные отложения. В составе четвертичных отложений Закарпатья довольно широкое развитие приобретают и древнеаллювиальные отложения, возникшие на различных высотах над Тиссой и имеющие возраст не ниже конца плиоцена.

Представлены эти разновозрастные отложения преимущественно галечниками, относительно которых пески и глины занимают подчиненное положение.

В многочисленных оврагах, расчленяющих склоны высокой плиоценовой террасы, в настоящее время служащей водоразделами между Тиссой, Боршавой и Рикой, можно наблюдать мощные (около 50 м) галечниковые скопления. В верхней части разреза они перекрыты менее мощной толщей песков и суглинков, переслаивающихся с тонкими прослоями галечников.

Приводим один из разрезов, характеризующий строение верхней части террасы. Здесь, считая от ее бровки, сверху вниз залегают:

1. Бурый суглинок с галькой до 6—7 см в диаметре, сменяющийся ниже бурыми песчаными глинами с галькой.
2. Крупная (диаметром до 20 см), сортированная выветрелая галька.
3. Красно-бурые пески, переслаивающиеся с выветрелой, легко рассыпающейся под ударами молотка галькой.
4. Чередование светлых и темных песчаников и лишенных примеси песка прослоев глин, содержащих гальку до 4—6 см в диаметре
5. Ниже идет толща чередующихся светлых грязнорозовых песков и такого же цвета глин.

Ниже следует указанная выше более чем 50-метровая толща галечников. В составе гальки преобладают породы флиша, главным образом различные песчаники, а также плотные глинистые сланцы, молочно-белый и стекловидно-матовый кварц, возможно, палеозойского (мармарошского) происхождения. В верхних частях разреза галька имеет наиболее свежий вид, в нижних она подверглась значительному выветриванию, отчего некоторые гальки легко разламываются.

Изменение фациального состава этих отложений показывает, что нижний комплекс осадков представлен в описанном обнажении чередованием песков и глин с гальками, а в верхнем основную роль играют суглинки и песчаные глины с галькой внизу — малого, посередине — крупного и вверху — разного размера. Надо полагать, что нижние горизонты песчаных отложений представляют прирусловую фацию действовавших водных потоков; верхние горизонты характеризуют начавшуюся эпоху поднятий, сопровождавшихся сначала усиленным выносом крупнообломочного материала (галька диаметром до 20 см), а в конце — ослаблением речной деятельности, с отложением песков и галек меньшего (5—7 см) размера. Продолжение поднятий на границе плиоцена и нижнечетвертичного времени изменяет направление рек Боршавы и Иршавы в сторону Верхнетиссенского водоема.

Мы не можем присоединиться к мнению Н. П. Ермакова, рассматривающего упомянутые отложения как осадки пра-Тиссы, которая в верх-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

нем плиоцене изливалась, по его мнению, из Верхнетиссенского озера и текла к северу от Черной горы, пересекая вулканические Карпаты в направлении проложенной здесь шоссейной дороги (Ермаков, 1948б). Для такого рода утверждений нет никаких данных. Река, вытекавшая из озера, не могла близ своего истока создать мощную толщу грубообломочных осадков, а наоборот, размыла бы и то, что существовало. Река же, впадавшая в озеро, в устье могла создать и создала толщу дельтовых отложений. Такими реками, выносившими галечниковый материал из глубины Карпат, могли быть только Боршава или Рика. Если бы рекой, породившей толщу песчано-галечниковых отложений высокой (110 м отн. выс.)

Фиг. 3. Плиоценовая водораздельная терраса рек Боршавы и Рики в с. Великий Раковец. На заднем плане хребет Толстый

Боршаво-Тиссенской террасы, была действительно Тисса, мы бесспорно имели бы в ее составе гораздо больше мармарошских пород, чем то минимальное количество галек кварцита, которому мы можем приписать мармарошское происхождение. С другой стороны, Боршава и Рика, пересекающие севернее вулканического хребта Полонинские Карпаты, в ядре которых лежит складчатое основание продолжающейся к северо-западу мармарошской структуры, могли размывать ее породы лишь в минимальных размерах. Соответствующее минимальное же количество галек этих пород могло попадать в дельту пра-Боршавы и пра-Рики при впадении их в Верхнетиссенский верхнеплиоценовый водоем. При выходе в область Притиссенской котловины пра-Боршава разливалась многочисленными рукавами, следы блуждания которых мы и можем обнаружить в виде террас на склонах вулканического хребта, а частично — в виде эрозионных ступеней, отвечающих по своей высоте Боршаво-Тиссенской террасе, но лишенных в настоящее время аккумулятивного покрова. Возможно, что это террасы денудации, приведенные к указанному уровню. К числу таких, уже отмеченных И. П. Ермаковым террасовых поверхностей, четко наблюдаемых в районе Кучавы, Мукачевской горы и Мукачевского карьера, мы добавим еще слегка наклонные террасы, окаймляющие Притиссенскую низменность. Они опоясывают эрозионно-тектоническую котловину, глубоко проникающую на север между селениями Середне, Копиновцы, Бобовище, Логово и Лавки.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Остатки таких поверхностей, повидимому, имеются и на хребте Хат, соединяющем вулканический хребет с Береговским холмогорьем. Изученные нами геологические разрезы этого перешейка показали полную тождественность и ту же закономерную последовательность в смене состава осадков, какую мы наблюдали в Нижнем Шадре и у Влахова на Боршаво-Тиссенской водораздельной террасе.

Необходимо отметить, что эта терраса представляет собой сложное образование. Если западная, наиболее низкая ее оконечность целиком сформирована древнеаллювиальными отложениями, цоколь которых залегает ниже базиса эрозии, то в средней части (восточнее Шадра) они покоятся на приподнятом над базисом эрозии цоколе из осадочно-туфогенных отложений. С приближением к Вигорлат-Гутинскому хребту терраса заметно повышается и в окрестностях Великого Раковца становится уже целиком цокольной, лишенной покрова рыхлых отложений (фиг. 3). Это лишний раз дает нам повод и основание рассматривать подобные же террасовые поверхности, такого же уровня в других местах, как одновозрастные наклонные террасы размыва; базисом эрозии для них была поверхность аккумулятивных террас, с уровнем которых и было связано их образование.

К северо-западу от Мукачева расположена увалисто-холмистая террасовая равнина с высотами над низменностью Тиссы в южной части террасы до 25 м, а в северной, поближе к предгорьям, — до 40 м.

Окраина этой террасовой равнины сложена галечниками, которые тонким бордюром тянутся вдоль южного ее края и наблюдаются в уступе этой террасы, обрывающейся в сторону Притиссенской низменности. В составе галек встречаются породы флиша и редкие гальки андезита. Последние лежат в основном в подошве разреза. Незначительное количество галек андезита, несмотря на то, что река (повидимому, Латорица), отложившая их, пересекала вулканический хребет, объясняется ограниченными размерами деятельности размывавших его рек по сравнению с деятельностью сложно разветвленной сети многочисленных притоков Латорицы или Боршавы, орошающих сложенные флишем внутренние цепи Карпатской дуги.

Надо думать, что в течение верхнего плиоцена, когда моря, омывавшие впадины Закарпатья, покинули его территорию, и начали действовать процессы континентального размыва и накопления, поднятия в области хребта протекали одновременно с происходившими на территории Притиссенской низменности опусканиями. Кроме того, судя по разрезам верхних горизонтов Боршаво-Тиссенской террасы, на фоне общих движений происходили и движения местного характера, обусловившие местные изменения состава фаций.

Данные минералогического анализа песков и изучение галек указывают на то, что влияние Мармарошского массива на состав формировавшихся галечников высокой плиоценовой водораздельной Боршаво-Тиссенской террасы было минимальным. Слагающие Мармарош метаморфические породы палеозоя представлены весьма обильно в составе галечников восточной части распространения отложений древнего Верхне-Тиссенского озерного бассейна. Гальки палеозоя, обнаруживаемые изредка в районе Шадра и Великого Раковца, неизвестны в составе аллювия юго-западного Закарпатья. Это показывает, что пра-Тисса не разносила и не могла разносить свой материал так далеко, как это пытается доказать Н. П. Ермаков (1948б).

Притиссенская низменность представляет собой первую надпойменную террасу р. Тиссы. Сложена низменность аллювиальными выносами

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рек, а также отложениями озерных водоемов, которые во второй половине четвертичного времени превратились в изолированные озера, где шло накопление торфянистой массы осадков. Озера эти в конце концов заросли, превратившись в ныне осушенные болота.

Врезанные в эту поверхность современные русла рек по мере удаления от гор ослабляют силу течения, разбиваясь на множество протоков и выраженных в рельефе стариц. Современный аллювий представлен хорошо окатанными гальками песчаников флиша и формирующих его плотно сцементированных конгломератов.

Внутренняя часть вулканической дуги, сложенная преимущественно андезитами, обладает максимальными высотами и образует основной массив Вигорлат-Гутинского хребта. Периферическая его часть, которой соответствует в основном сниженная область предгорий, сложена осадочно-туфогенной толщей, а также более древними отложениями средне-сарматской угленосной свиты, выходящей на поверхность из-под вулканических пород в котловинах Анталовце, Лицы-Кибляры и Иршавской. Мы склонны рассматривать и расположенную восточнее Мукачева область Лалово-Становской увалисто-холмистой равнины с известными в ней угленосными продуктивными отложениями тоже как тектоническую котловину, которая, однако, гораздо ранее остальных превратилась в область поднятия, в то время как для Иршавской котловины и в настоящее время характерна старая тенденция отрицательных движений и накопления осадков. Остальные предгорные и межгорные котловины Западного Закарпатья уже давно вступили в фазу положительных движений и связанных с ними явлений размыва и денудации.

РЕЛЬЕФ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО И ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

В геолого-геоморфологическом отношении юго-западное Закарпатье может быть разделено на две области, резко отличные по устройству рельефа и геологического строения: Притиссенскую аллювиально-озерную низменность и горную область фронтального Вигорлат-Гутинского хребта, окаймляющего с юга Карпатскую горную дугу.

Притиссенская низменность представляет собой идеально плоскую поверхность с высотами, медленно нарастающими к северу от р. Тиссы, по направлению к хребту и его предгорьям. Так, если на юго-западе Закарпатской области отметки не превышают 105 м над ур. м., то к предгорьям поверхность низменности поднимается до 126—128 м. Однако подавляющая часть территории расположена на высоте 115—119 м, что, в зависимости от удаленности от реки, дает превышение отметок над уровнем Тиссы соответственно от 5—6 до 12 м близ уступа террасы у Бенедиктовцев.

Таким образом, вся равнинная часть Закарпатья представляет собой сливающуюся первую террасу Тиссы и ее притоков — Ужа, Латорицы и Боршавы с Иршавой, образующих при выходе из гор на равнину обширные, но чрезвычайно слабо выраженные в рельефе конусы выносов.

Плоская поверхность террасы пересечена сложной сетью следов древних меандрировавших русел и низких валов. Часть их имеет субширотное направление, параллельное течениям Тиссы и Латорицы (к западу от Мукачева); у других, наоборот, появляется субмеридиональное направление, отвечающее направлению потоков и речек, сбегающих с Карпат.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Сложность сочетаний древних русел обоих направлений усиливается по мере приближения к Тиссе и Латорице. На водоразделах между этими реками, где широтное направление проявляет себя в минимальной мере, возрастает количество русел, перпендикулярных Тиссе. Эти русла, сохраняющиеся обычно в виде изолированных отрезков меандр, в отличие от русел субширотного направления, имеющих значительно более молодой, свежий облик, бесспорно более древние. Они отражают уже прошедший этап в истории развития гидрографической сети Притиссенской низменности, когда преобладало субмеридиональное направление.

Притиссенская низменность образует широкие и плоские водоразделы между Тиссой и Латорицей, между Тиссой и Боршавой. Высотные отметки этих водоразделов почти не имеют колебаний. На водораздельных равнинах развиты обширные заболоченные пространства, которые имеют вид слегка удлиненных, овальных в плане понижений. Таковы заболоченные луга в юго-западной части Иршавской котловины и большое понижение, занятое болотом Черный Мочал, доходящим на юге до северных склонов Береговского холмогорья.

Широкое развитие в составе слагающих низменность отложений иловатого материала, при наличии слабого поверхностного и подземного стока, обусловливает здесь постоянно повышенное увлажнение почвенного слоя и лежащих ниже подпочвенных горизонтов и образование тяжелых глинистых и суглинистых торфяно- и иловато-болотных почв, которые при образовании близко залегающего, распространенного в этих местах ортштейнового горизонта становятся совершенно непригодными для культуры растений, не переносящих избыточного увлажнения (Вернандер и др., 1951).

Переход от Притиссенской низменности к полосе предгорий вулканического хребта выражен далеко не везде с одинаковой резкостью. Особенно четко он выражен на участке между г. Мукачевым и расположенным к западу от него с. Середне, где эрозионно-тектонический уступ 25—40-метровой террасы отделяет низкие предгорья от расположенной к югу от него Притиссенской низменности. Не менее четко уступ выражен и в других местах, например по линии длинного и узкого Реметского отрога холмистых высот, соединяющих Береговское вулканическое холмогорье с хребтом Хат. Тут оба склона отрога — обращенный на юг, в сторону Шаланки и Великих Комят, и обращенный на северо-запад, в сторону Нового Села и Мукачева, — имеют вид довольно крутых скатов. Залегающий в основании гряды цоколь из вулканических пород, возможно тех же липаритов, которые слагают Береговское холмогорье, сверху перекрыт довольно мощной толщей древних выносов Иршавы — Боршавы: скоплением песков и галечников с явными следами водной сортировки материала (косая слоистость, линзы глин и песков среди галечников). Представленные главным образом хорошо окатанными песчаниками и глинистыми сланцами карпатского флиша, эти часто выветрелые галечники кверху постепенно сменяются толщей разнообразных тонкослоистых песков (внизу) и суглинков (вверху). В основании видимой части разреза встречаются также единичные гальки полувыветрелого андезита, кремня, белого и розового кварца (фиг. 4).

Аналогичные осадки слагали ранее Притиссенскую равнину, конечно, более широко, но, подвергшись размыву после образования водораздельной террасы Тиссы и Боршавы (т. е. с середины четвертичного времени), сохранились лишь там, где в основании их имелся приподнятый над современным базисом эрозии цоколь из вулканических пород. Именно он оказал решающее влияние на возникновение узкой гряды, соединяю-

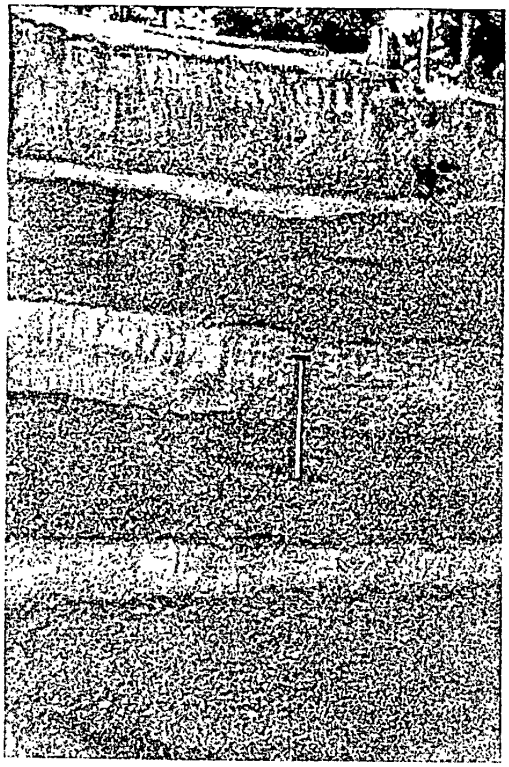
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

щей Береговское холмогорье с хребтом Хат, и предохранил от размыва залегающие на нем аллювиальные отложения конца плиоцена—начала четвертичного времени.

Полоса предгорий, высоты которых колеблются в пределах от 130 до 450 м над ур. м., до сих пор рассматривалась некоторыми исследователями Закарпатья как часть Притиссенской низменности и, следовательно, как часть Венгерской низменности.

Основанием для такого вывода послужили сохранившиеся кое-где на высоте до 400 м осадки древних верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных аллювиальных отложений — галечников, песков и глин (Ермаков, 1948а).



Фиг. 4. Галечники плиоценовой террасы. Село Нижние Реметы. Фото С. С. Судаковой

Мы не можем, однако, согласиться с такой точкой зрения, ибо полоса предгорий совместно с Вигорлат-Гутинским вулканическим хребтом участвовала в течение всего плиоцена и четвертичного времени в процессе поднятий, обусловивших возникновение современного горного рельефа Карпатской мегантиклинали. Предгорья сложены теми же падающими моноклинально или собранными в складки широкого радиуса осадочными породами понтосармата, которые залегают в основании хребта и уходят к северу под лавовые покровы, обнажаясь в предгорьях лишь там, где лавовые покровы отсутствуют. Притиссенская же низменность, являющаяся частью предгорной впадины южного склона Карпат, принципиально отличается как от гор, так и от предгорий прежде всего в силу своей геологической структуры — спокойных условий залегания морских осадков мио-плиоцена и постоянной тенденции к опусканиям. Последние прослеживаются на этой территории еще с миоцена, когда оформились, как самостоятельные тектонические образования, Верхнетиссенская и Чоп-Мукачевская впадины. В структурном отношении обе эти впадины представляют собой часть значительно более обширной впадины Алфольда, которая, в отличие от вулканического хребта и его предгорий, составляющих окраинное сооружение Карпатской геосинклинальной области, является платформенной структурой, возникшей внутри уже зрелой части Альпийской горной области (Муратов, 1949).

Наконец, и внешние черты рельефа предгорий и низменности, служащие отражением внутренней структуры обеих областей, настолько отличаются

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

друг от друга, что одно это обстоятельство, обусловливающее не только резкие различия в структуре ландшафта, но и вызываемые ими различия в направлении хозяйственной деятельности человека, позволяет рассматривать переходную область холмистых предгорий как вполне самостоятельный геоморфологический район Закарпатья.

Предгорья охватывают сравнительно неширокую полосу, вытянутую параллельно южным склонам Вигорлат-Гутинского хребта (фиг. 5). На западе, особенно между долинами Ужа и Завады, где полоса предгорий более компактна, наблюдается большее однообразие как характера рельефа,

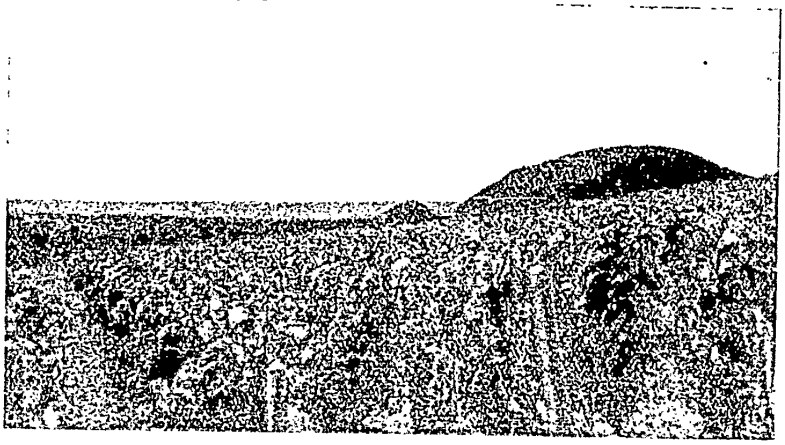
Фиг. 5. Низкие предгорья Вигорлат-Гутинского хребта в долине р. Обава. Фото С. С. Судаковой

так, в известной мере, и геологического строения. Часть же предгорной полосы, расположенная восточнее Мукачева, вследствие отмеченной усложненности геолого-тектонических условий обладает и более сложным рельефом. Это объясняется, в частности, тем, что на западе область Притиссенской низменности, охваченная продолжающимися и по настоящее время опусканиями, подходит к Вигорлат-Гутинскому хребту гораздо ближе, чем на востоке, где между ней и хребтом остается значительно более широкая область тектонически различно построенных низких предгорий. Здесь опускания не доминировали. Тектонические движения имели различную скорость и различный характер, обладая разным направлением. Все это обусловило образование близких по морфологической структуре, но разных по происхождению и времени возникновения Верхнетиссенской, Чоп-Мукачевской, Иршавской, Лалово-Становской и других межгорных и предгорных впадин и разделяющих их хребтов: среднегорного Тупого, низкогорного Хат и др. Так, например, в северной части Иршавской котловины у западных подножий хребта Хат расположены продольные равнины, сложенные осадочно-туфогенными отложениями сармата-паннона; однако в Иршавской котловине они перекрыты сверху лавами, а к западу от хребта Хат выступают на поверхности лишенными лавовых покровов. В первом случае равнина приобретает характер

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ступенчатой предгорной наклонной равнины, рельеф которой обусловлен поднятиями. Во втором случае равнина, сложенная теми же породами, но имеющая меньшую скорость поднятия, чем предгорья Боржав-Дила в Иршавской котловине, приобретает, в соответствии со своими особенностями, те индивидуальные черты, которые, несмотря на общность происхождения, сказываются на характере мезорельефа и направлении современных процессов рельефообразования обоих этих районов предгорной полосы вулканического хребта. Такие же эрозионно-тектонические котловины имеются и северо-западнее Мукачева, где они, однако, либо межгорные (Линце-Кибляры, Анталовце), либо хотя и столь же



Фиг. 6. Вид на гору Лавачку. Окрестности города Мукачева. На заднем плане Притиссенская низменность

открытые (котловина Кальник-Бобовище), как Лалово-Становская котловина, заключенная между хребтом Хат и островными горами Поповой, Павловой и Кирали-Сек, но с близко залегающим к поверхности цоколем из вулканических пород Цоколь этот во многих местах выходит непосредственно на поверхность или находится в непосредственной близости от нее.

Таким образом, различное высотное положение цоколя, образованного лавовыми покровами, различная мощность и состав залегающих на них или под ними осадочных, пирокластических и осадочно-туфогенных отложений и главное различия в тектонической подвижности и структуре предгорий Вигорлат-Гутинского хребта обусловили различия и во внешнем облике и в характере современных процессов рельефообразования

Совершенно особым типом предгорий являются далеко выдвинутые в область Притиссенской низменности одиночные островные горы. Своей формой, напоминающей остроконечные вершины вулканических конусов, они сразу же привлекают к себе внимание наблюдателя. Однако внешнее сходство этих гор еще не означает, что они имеют одинаковое происхождение. В то время как Черная гора (Фекете-Хедь), самая высокая из расположенных на советской территории островных гор (568 м над ур. м.), действительно является стратовулканом с сильно разрушенными остатками кальдеры на вершине, остальные представляют собой либо отпрепарированные эрозией остатки лавовых покровов (Кирали-Сек), либо чрезвычайно

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

сильно подвергшиеся денудации насыпные полигенные конусы стратовулканов (Шаланки, Береговское холмогорье и массивы к западу от сел. Берегова — Косино, Зансонь и др.), либо, возможно, остатки лакколитов (Мукачевские горы: Лавачка, Попова, Павлова и Великая).

Все эти горы, возвышающиеся над поверхностью Притиссенской низменности на 100—450 м, приурочены, повидимому, к линиям глубоких разломов и ориентированы в северо-западном направлении, параллельно простиранию Вигорлат-Гутинского хребта. Таким образом, они совпадают с имеющими то же простирание массовыми трещинными излияниями основных лав и с приуроченным к ним положением центральных аппаратов, сильно эродированные остатки которых отмечены на Бужоре, Мартинском Камне, в долине Латорицы и в других местах. Эти параллельные Вигорлат-Гутинскому хребту линии сбросовых трещин, по которым возникли ступенчатые оседания периферических северных районов впадины Алфольда, повидимому, не были столь крупными и глубокими; они не вызвали такого широкого проявления эксплозивной деятельности, как в области вулканического хребта, и ограничились местными выбросами пирокластического материала и трещинными излияниями.

Так возникли: изолированный от основного массива Вигорлат-Гутинского хребта низкогорный хребет Хат, отделяющий Иршавскую котловину от Лалово-Становской; параллельная хребту Хат сбросовая линия, к которой приурочены излияния северо-восточного склона Гутин, Королёва, Черной горы, Шаланки, Мукачевского холмогорья и Лавачки (фиг. 6) и, наконец, третья, самая южная, соединяющая ориентированные в том же направлении трещинные излияния юго-западной окраины Гутинских гор и изолированных вулканических массивов Береговского холмогорья в районе сел. Шом-Косино, Зансонь и др. Кроме указанных трех основных направлений трещинных излияний, с которыми связано возникновение островных гор, расположенных среди Притиссенской низменности, или у ее северной окраины, известны еще островные горы у Холмеца, Середнего и Хуста. Все они связаны с местными трещинными излияниями. По времени своего возникновения эти горы имеют разный возраст — от середины верхнего миоцена (Береговское холмогорье и соседние с ним островные горы) до нижнего плиоцена.

Таким образом, сложность геологического строения, разновозрастность вулканических выбросов и неодинаковое их гипсометрическое положение, наряду с наличием то мощных, то тонких лавовых покровов, определили сложность эрозионного расчленения предгорий вулканического хребта.

Над полосой предгорий поднимается высокая стена Вигорлат-Гутинского хребта, который отделен от них более или менее резким уступом или скатом. Средние высоты хребта составляют около 750—900 м над ур. м. (т. е. около 630—780 м над Притиссенской низменностью), в то время как высота терраспированных предгорий не превышает 400—450 м и в среднем составляет от 300 до 350 м.

Образуя слегка выпуклую к северу дугу северо-западного простирания, Вигорлат-Гутинский хребет лишь к югу от р. Боршавы приобретает меридиональное направление. Перейдя на левобережье р. Тиссы, хребет следует с прежним северо-западным простиранием, уходя дальше на юго-восток — в пределы Румынии. Эта часть хребта известна под именем Гутинских гор. Часть вулканического хребта, расположенная на правобережье Тиссы, тремя крупными меридиональными поперечными долинами Ужа, Латорицы и Боршавы подразделяется на четыре части. Только самая западная часть хребта, лежащая к западу от р. Ужа и,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

таким образом, в значительной мере находящаяся вне государственной территории СССР, носит название Вигорлата. Единое геологическое строение дуги, сложенной вулканическими породами, побудило объединить ее краевые части, имеющие собственные названия — Вигорлат в Словакии и Гутины в Румынии, — под общим наименованием Вигорлат-Гутинского хребта.

В последние годы находящаяся на территории Советского Закарпатья часть вулканической дуги южного склона Карпат получила в нашей литературе название Ужгород-Хустского, или просто вулканического хребта (Ермаков, 1948б; Соболев и др., 1947). Между реками Уж и Латорица расположена часть Вигорлат-Гутинского хребта, известная под названием Анатольевской Поляны, или Маковицы, с высшей точкой — горой Духовкой (1014 м).

В истоках р. Синяки, притока Иршавы, расположены высшие точки советской части вулканического хребта — горы Бужора (1086 м), Синяк (1040 м) и Борлинов Дил (1022 м). Меридиональная часть хребта, образующая к востоку от долины Боршавы водораздел между нею и р. Рикой, носит название Тупого хребта, или Великого Шоллеса. Это самая низкая часть вулканического хребта, где средние высоты достигают 650—700 м, а максимальные только 850 м (Тупой Верх — 878 м, Острый Верх — 839 м).

Как уже отмечалось, западнее г. Хуста вулканический хребет переходит на левый берег Тиссы, образуя в месте пересечения его рекой эпигенетический участок, известный под наименованием Хустских Ворот. Развиваемые в литературе представления о том, что Хустские Ворота пропилены в процессе регрессивной эрозии одного из притоков нынешнего нижнего течения Тиссы, который вызвал перехват орошавшего Верхнетиссенскую котловину верхнего течения Тиссы и придал этой реке, текшей на север, в обход вулкана Черная Гора, современное направление, кажутся нам ошибочными. Обнаруженные нами в Хустских Воротах, на высоте около 100—110 и 40—50 м, единые террасовые ступени, поверхности которых образуют в центре сводообразно изогнутые площадки, убедительно говорят за то, что плотинное озеро, возникшее здесь после образования вулканического хребта, всегда имело в районе Хустских Ворот сток на запад. Река, вытекавшая из Верхнетиссенского озера, по мере поднятия вулканического хребта разрабатывала в глубину и в ширину свою долину, на склонах которой в Хустских Воротах имеются те же террасы, что и выше по течению, на участке восточнее Хуста.

Южный отрезок вулканического хребта — сильно изрезанные Гутинские горы — входят в пределы СССР на очень коротком протяжении, да и то преимущественно одним лишь северным склоном. Высота их здесь доходит до 700—800 м.

Характерной особенностью вулканического хребта является его асимметричное строение. Северные склоны обычно коротки и круты по сравнению с южными, значительно более длинными и потому более пологими. Это объясняется рядом причин. Главная из них заключается в том, что внутренний, северный склон вулканического хребта находится близко к центральной части сводового поднятия Карпатской мегантиклинали и вместе с ним, хотя и в несколько ослабленной форме, поднимался быстрее, чем южный склон. Последний в большей степени, чем северный, испытывал на себе влияние опусканий, происходивших на стыке геосинклинального горного сооружения Карпат и межгорной платформенной структуры — Венгерской впадины, которая в тортоне расширилась за счет соединения с закарпатскими впадинами — Чоп-Мукачевской и

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Верхнетиссенской, представляющими собой часть единого и крупного предгорного прогиба. Различие в их строении заключается лишь в том, что вулканические процессы с максимальной резкостью проявили себя на западе и почти совершенно не получили отражения в строении котловины верхней Тиссы (за исключением ее южного края).

Вследствие этого пологий южный склон вулканического хребта имел бо́льшие водосборы и оказался энергичнее и глубже расчлененным, чем северный. Для того чтобы на северных склонах возникло расчленение, подобное тому, какое имеется на южных склонах Вигорлат-Гутинского хребта, кроме уже указанных факторов, должны были существовать и другие, а именно — столь же низкое, как на южном склоне, положение базиса эрозии. Между тем, в то время как высота базиса эрозии на Притиссенской низменности достигает в среднем всего 115—119 м, на северном склоне вулканического хребта, где проходит Турья-Боршавская межгорная долина, днище которой служит местным базисом эрозии, высоты в среднем превышают 150 м, а на водоразделе между бассейнами Турьи и Латорицы — даже 250 м. Таким образом, естественно, что при всех указанных условиях асимметрия склонов вулканического хребта и в дальнейшем будет усиливаться. При этом качественные и количественные различия в направлении и результатах деятельности геоморфологических процессов будут расти и углубляться главным образом на южном склоне хребта.

ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Основную роль в преобразовании современного рельефа на территории Закарпатья играют процессы водной эрозии и в меньшей степени — процессы аккумуляции. Сравнительно редки оползневые явления.

Вполне очевидно, что необходимо ясное представление об интенсивности указанных процессов и районах их возможного проявления. В Закарпатье же вопросы изучения эрозии, которая местами проявляет себя катастрофически, насколько нам известно, в досоветское время никем не ставились, в отличие от других советских территорий, где борьба с размывающей деятельностью воды и смывом почв давно ведется на научно разработанных основаниях.

Первым опытом подобной работы в этом районе являются полевые исследования, произведенные нами летом 1951 г. В настоящем разделе статьи мы постараемся выявить некоторые общие моменты закономерностей проявления эрозии на территории Закарпатья.

Своеобразие процессов эрозии, протекающих в предгорьях Вигорлат-Гутинского хребта, заключается прежде всего в том, что в естественных, не измененных человеком условиях они проявляют себя не столь разрушительно, как, скажем, в предгорьях Заилийского Ала-Тау в Казахстане, на Памире, на южных склонах Кавказа (в Азербайджане) или на южном побережье Крыма. Лишь вмешательство человека, проявляющего свою хозяйственную деятельность в виде вырубки леса, распашки не захватывавшихся до того склонов, проведения новых дорог и других, подчас, казалось бы, совершенно невинных мероприятий, может привести к столь бурной эрозии, что все произраставшее на склонах будет за короткое время полностью уничтожено, тонкий слой почвы смыт и обнажатся коренные породы.

Процессы размыва проявляются в Закарпатье главным образом в форме плоскостной и струйчатой эрозии, а также в форме линейной глубинной эрозии, сопровождающейся образованием на склонах промоин и оврагов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Несмотря на то, что в ряде районов Закарпатья (Иршавская котловина, западные склоны Тупого хребта, западные склоны Боршаво-Тиссенской водораздельной террасы) эрозионные процессы проявляются чрезвычайно бурно и в одних местах уже привели к понижению урожайности вследствие смыва почвы, а в других — к образованию совершенно непригодных для хозяйственного использования земель, территориальное распространение их все же не настолько велико, чтобы при условии выполнения некоторых предупредительных мер они могли составлять серьезную опасность. Это тем более примечательно, что в Карпатах, где выпадает осадков свыше 600—700 мм, а склоны весьма круты не только в области высоких предгорий, но и в низких предгорьях и где, следовательно, процессы эрозии должны проявляться достаточно энергично, мы можем практически их констатировать лишь от случая к случаю, от места к месту. Эрозия в Закарпатье имеет избирательный характер. Объясняется это тем, что Закарпатье сильно облесено в настоящее время и было облесено еще сильнее лет 25—30 назад. Лес, как известно, — фактор, консервирующий существующие условия рельефа. В Карпатах же он сыграл главную роль в предупреждении массового проявления эрозионных процессов на значительных площадях.

С другой стороны, широкое распространение весьма тяжелых глинистых почв — подзолисто-желтоземных и красноземовидных, развитых на красноцветной коре выветривания, также способствовало замедлению деятельности эрозионных процессов.

Эрозия ограничивается лишь чрезвычайно слабым плоскостным смывом. Гораздо сильнее она проявляется на пашнях, но и здесь работа ее, сравнительно, например, со Средне-Русской возвышенностью, ослаблена. Основная причина этого явления заключается, как мы уже отмечали, в чрезвычайно тяжелом механическом составе сильно оглеенных закарпатских почв и коры выветривания, содержащих свыше 85% частиц диаметром $< 0{,}01$ мм и потому обладающих минимальной способностью поглощать воду. Закарпатские почвы и подстилающая их кора выветривания во время дождей сильно набухают, а частицы их приобретают огромную связность. Поэтому скатывающаяся по их поверхности вода не может вызвать больших изменений на пологих склонах. Работа дождевых струек ограничивается преимущественно плоскостной эрозией, а ее размывающая сила, несмотря на преобладание крутых склонов, с углами падения свыше 15°, оказывается недостаточной для энергичного глубокого размыва оглеенных почв и глинистых подпочв и образования сколько-нибудь густой сети промоин и оврагов. Размывающая деятельность дождевых струй ограничивается смывом верхней, наиболее разрыхленной части почв и подпочв на открытых местах. Под защитой растительного покрова эти процессы сводятся почти к нулю [1].

Но в этом случае местности, охваченные образованием оврагов, ограничиваются в высоких предгорьях в основном склонами с крутизной свыше 15°. В низких же предгорьях линейная эрозия проявляется преимущественно в форме своеобразных придорожных оврагов.

За долгий период времени эрозия на пашнях, особенно в районах, давно обжитых человеком, проявляется в довольно внушительных размерах. Отсутствие продуманного государственного плана защиты

[1] Как показал опрос местного населения, овраги в Закарпатье стали развиваться главным образом после 1923—1927 гг., когда чехословацкие власти перестали препятствовать массовой вырубке леса на склонах высоких и низких предгорий.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

пахотных земель в условиях частнокапиталистического сельского хозяйства привело к образованию многочисленных промоин и оврагов и превращению когда-то цветущих угодий в земли, неудобные для сельского хозяйства. Одним их таких, пожалуй наиболее пораженных эрозией, районов Закарпатья является Иршавская котловина.

В отличие от других районов Закарпатья здесь было несравненно больше возможностей для развития эрозионных процессов. Часто в основании незначительного по мощности почвенного покрова (30—70 см, редко больше, да и то только на совершенно плоских площадках, которые встречаются здесь не часто) залегает не глинистая кора выветривания, а мощная толща туфогенных отложений, переслаивающихся с линзами и прослоями пористых туфов и немз. Таким образом, ливневые осадки имели здесь более благоприятные условия не только для развития плоскостных процессов смыва, но и для линейной глубинной эрозии.

Возникавшие при этом на довольно крутых склонах промоины быстро превращались в короткие узкие, но глубокие овраги, а затем — в более крупные.

Северные склоны Иршавской котловины, сложенные горизонтально залегающими породами осадочной туфогенной свиты, обладают большим количеством структурных террас, падающих на юг, в сторону Боршавы. Эти террасы отделены одна от другой уступами или крутыми скатами разной высоты — от 15 до 30 м. В уступах обычно выходят или осадочные породы, или тонкие покровы андезитов, разделяющие отдельные их горизонты. Образование структурной террасы обычно связано с поверхностью лавового покрова или с поверхностью крепко сцементированных брекчиевидных туфов.

В свое время склоны Иршавской котловины были покрыты лесами, истреблявшимися по мере роста населения и увеличения потребности в новых пахотных землях. Тонкий слой почвы, лежавший на наклонной поверхности террас, после сведения леса быстро смывался, а на поверхность выступали ничем не прикрытая щебенка коренных пород, свежие невыветрелые андезиты или кора их выветривания. Картину всеобщего разрушения довершали разнообразные формы овражной эрозии.

На одной из таких структурных террас в с. Осой мы имели возможность наблюдать результаты прошедших разрушительных эрозионных процессов. Поверхность террасы обладает уклонами от 4 до 7°. В средней ее части имеется понижение, заполненное мелким щебнем и обладающее наиболее мощным почвенным слоем. На северном и южном выпуклых склонах этой наклонной террасы почва имеет мощность не более 10 см, и плитки слабо выветрелого андезита выходят непосредственно на поверхность. В разрезах промоин, возникших вдоль проведенной здесь дороги, видно, что на всем ее протяжении коренные породы повсюду подходят к топографической поверхности. Эти площади распахиваются уже в течение многих десятков лет. Запашка производится по падению склона (обычный способ пахоты в Закарпатье), что способствует ускоренному размыву и уничтожению почвенного покрова. Картину разрушения дополняют промоины (глубиной до 30—50 см) и овраги, глубина которых превышает 5—6 м. В устье одного из придорожных оврагов, при впадении его в долину ручья, мы выкопали яму. Она прошла свыше 1,5 м в рыхлом материале (снесенные сверху глинистые, смешанные с гумусом частицы), но не достигла коренных пород. По полученным сведениям, дорога была проведена в 1936 г. Придорожный овраг возник, следовательно, несколько позже, вышел на поверхность структурной террасы, и в течение менее чем 15 лет в устье его накопилась мощная толща смытых и наиболее

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

богатых питательными веществами делювиальных отложений. Эта толща была бы, конечно, еще более мощной, но ручей, в который впадает овраг, захватывает и уносит дальше значительную часть выносимого в него материала. Поскольку густая сеть оврагов и промоин разделяет пахотные угодья на небольшие участки, дальнейшее их использование под зерновые культуры совершенно нецелесообразно и требует применения мероприятий, которые могут воспрепятствовать дальнейшему развитию эрозии.

На низких увалах террасовой равнины к северу от с. Бенедиктовцев или в районе между Лаловым и Становым, где коренные породы залегают глубоко и преобладают уклоны до 6°, размеры плоскостной и струйчатой эрозии на пашнях крайне невелики. Если на участках с крутыми уклонами эрозионные борозды и затем овраги возникают в первую очередь вдоль дорог и меж, то здесь максимум проявления струйчатой эрозии падает исключительно на межевые канавы, разделявшие в недавнем прошлом частновладельческие наделы. В этом отношении можно прогнозировать ослабление струйчатой эрозии. Введение в Закарпатье колхозного землепользования и систематическая распашка старых меж приведут к постепенному сглаживанию их и резкому снижению энергии струйчатого размыва, причем процесс этот пойдет тем быстрее, чем скорее будет положен конец продольной запашке склонов. Возникающие на пашне бороздки струй достигают наибольшего размера в средней или верхней, выпуклой части склона. На сположенных склонах они значительно менее глубоки (2—6 см), а у основания, задолго до приближения к тальвегу балочки, служащей местным базисом эрозии, образуют миниатюрный конус выноса, где отлагаются смытые почвенные частицы.

В области низких предгорий (высоты 130—200 м) эрозия проявляется преимущественно в форме придорожных оврагов. Нередко появляются здесь и донные овраги, связанные с древними ложбинами стока. Но для возникновения последних необходим ряд условий. Так, к западу от дороги из сел. Середнее в сел. Линце мы наблюдали склон, на котором лес был сведен лет 15 назад. На поверхности склона имеются два древних ложбинообразных понижения глубиной до 6—8 м. Оба они сложены одинаковыми породами, имеют почти одинаковую длину (80—100 м) и расположены в части склона с одинаковыми углами падения. Водосборы этих ложбин не перехватывают воду друг у друга и, таким образом, как бы образуют равновесные эрозионные системы. И тем не менее по дну ложбины, расположенной ниже по течению, начала расти молодая промоина, а в другой ложбине этого не наблюдалось. Причина этого заключается в том, что вершина ложбины с роющим себе в ней дорогу молодым овражком лишена защиты, а в вершине другой сохранились деревья и много кустарников. Они-то и ослабляют энергию размыва и не дают развиваться новому оврагу, хотя все прочие условия для этого здесь имеются.

В предгорной полосе западного склона хребта Хат длительная работа водной эрозии привела к образованию наклонной предгорной равнины. В кровле своей она сложена продуктами делювиального сноса. Часты глыбы базальтов, яркими пятнами выходит на поверхность красноцветная кора выветривания.

Поверхность наклонной равнины густо расчленена сетью параллельных ложбин, направление которых совпадает с направлением падения склона. Они имеют вид сравнительно неглубоких, не более одного метра, и узких (20—30 см) то соединяющихся друг с другом, то, наоборот, снова расходящихся в стороны плоских промоин, довольно равномерно покрывающих всю поверхность наклонной равнины. Однако близ

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

с. Станово та же генетическая поверхность, но образованная орто-делювиальной корой выветривания, подвергается более энергичному расчленению. Задернованные в верховьях склоны оврагов превращаются здесь в свежие растущие формы с вертикальными стенками. Это единственный случай энергичного оврагообразования, наблюдавшегося под сплошным покровом леса. Кора выветривания сформирована часто не на андезитах, а на осадочно-туфогенных отложениях. Она содержит большое количество щебня и песка и поэтому менее способна противостоять процессам размыва. Подстилающие ее слоистые туфы с подчиненными им песками и глинами, частые выходы которых наблюдаются в хребте Хат на значительном протяжении, в свою очередь представляют удобную почву для образования оврагов и промоин.

На холмисто-увалистой равнине, расположенной между Мукачевским холмогорьем и хребтом Хат и сложенной сверху тяжелыми лёссовидными суглинками, перекрывающими озерно-морские отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена, а также кору выветривания, столь энергичного расчленения не наблюдается, и, больше того, даже плоскостная эрозия имеет здесь ограниченные размеры. По всей вероятности, незначительные углы наклона (3—5°) и небольшие площади водосборов, кое-где в северной части прикрытых лесом, не допускают поступления дождевых осадков из верхней, северной части увалов и таким образом предохраняют их от размыва.

Весьма интересно проявляется плоскостная эрозия в области высоких предгорий (200—400—450 м). Тут смыв мелкозема вследствие больших углов падения склона (часто в 25—37°), по которому дождевые струи текут непрерывным потоком, происходит с каждого обнаженного участка. Поэтому у подножья возникают слившиеся между собой и занимающие значительные пространства карликовые конусы выноса. Во время дождя мы наблюдали в Великом Раковце движение мельчайших частиц, увлекаемых тонкими струями дождевых потоков вниз по склону. Среди них попадались довольно крупные зернышки кварца и полевого шпата, имевшие до 1,5—2 мм в диаметре. Нужно заметить, что склон, на котором велось наблюдение, имел падение не более 11°. Но на крутых склонах, где вода течет с большей скоростью, мы вправе прогнозировать перемещение вниз обломочного материала и более крупного размера. Действительно, во время дождя на правом покрытом лесом склоне р. Теребли (вскоре после ее выхода из Полонинского хребта) мы вторично наблюдали движение частиц по склону. Величина уклонов здесь доходит в среднем до 35°. Величина частиц сносимого материала нередко достигала размеров крупной горошины и даже больше. Все эти явления, однако, происходят только на склонах, сложенных песчаниками флиша, скальными вулканическими породами, их пирокластами или рухляковой корой начальной стадии выветривания. В местах развития глинистой коры выветривания сносимый со склонов материал состоит обычно из тончайшего глинистого осадка и редких мелкокомковатых агрегатов глины. Проявление деятельности струйчатой и плоскостной эрозии наблюдается на территории всего Закарпатья, причем не только по межам естественных ложбинообразных понижений, но практически всюду, где имеются более или менее открытые участки склонов.

Весьма своеобразны формы эрозионного рельефа, возникающие на коре выветривания и сочетающие элементы как плоскостной, так и линейной глубинной эрозии. Они наблюдаются обычно на лишенных растительности крутых склонах высоких и низких предгорий вулканического хребта с близко залегающей к поверхности корой выветривания. Необ-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ходимой предпосылкой развития этих форм является нарушение установившихся условий растительного покрова и, как последствие этого нарушения, перераспределение режима стока поверхностных и грунтовых вод. Создаваемый ими ландшафт мы назвали «эрозионным бедлендом», считая, что этот термин вызовет правильные ассоциации у каждого незнакомого с таким ландшафтом специалиста, создав у него представление об этих формах рельефа, как совершенно непригодных для хозяйственного использования. Отличаясь от типичных бедлендов меньшей площадью

Фиг. 7. «Эрозионный бедленд» на коре выветривания андезитов (безжизненная пустыня — результат неумелой хозяйственной деятельности)

распространения, крайне небольшой амплитудой расчленения, наличием плоских, округлых останцов нерасчлененного рельефа, «эрозионные бедленды» вместе с тем не похожи ни на одно из известных проявлений эрозии и до сих пор никем специально не изучались. Во всяком случае, в литературе они не описаны.

«Эрозионные бедленды» отмечены нами в Закарпатье в очень многих местах, но особенно ярко они проявляются восточнее Мукачева, по западным склонам Боршаво-Тиссенской водораздельной террасы. Из них раковецкий «бедленд», изображенный на двух прилагаемых фотографиях, производит наиболее сильное впечатление (фиг. 7 и 8). Он охватывает не только крутые склоны, но нередко и поверхность плоских и узких гребневидных водоразделов, возникших в процессе расчленения склонов плиоценовой водораздельной Боршаво-Тиссенской террасы. Почвенный горизонт здесь полностью уничтожен. Склон расчленен круто падающими, глубокими и узкими, почти клинообразными оврагами, дно которых настолько узко, что ступня ноги не может в нем поместиться. Между оврагами поднимаются узкие, высокие островерхие гребни, образующие водоразделы между соседними оврагами. Ширина этих гребней у основания склона часто составляет не более 3—5 м. Это показывает, насколько часто

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

и густо они расположены. Овраги, поднявшись на плоскую вершину главного водораздела, расползаются по нему, образуя ряд неглубоких и узких русел, разделенных округлыми караваеобразными, низкими и плоскими возвышениями, разделяющими меандрирующие среди них русла временных потоков, по которым осадки с водораздела отводятся вниз, в крутые овраги склонов (см. фиг. 8). Если водоразделы сложены плотной глинистой красной корой выветривания, то в оврагах, расчленяющих склоны, представлена более молодая серая рухляковая кора слабо выветрелых андезитов с характерными для нее включениями неразрушенной

Фиг. 8. Окрестности села Великий Раковец. «Эрозионный бедленд» на коре выветривания андезитов (деталь)

свежей породы. Включения нередко имеют характерную для андезитов шаровую скорлуповатую отдельность.

Глубина оврагов, возникающих в Закарпатье в местах развития коры выветривания, обычно соответствует суммарной мощности почвенного слоя и более рыхлых верхних горизонтов красноцветной коры выветривания. Овраги, достигнув серой коры выветривания, обычно прекращают свое врезание.

Начальной формой возникновения эрозионных бедлендов нередко являются придорожные овраги, которые, обусловив смыв рыхлых выветрелых пород в месте перегиба склона, охватывают затем все бóльшие и бóльшие площади на склонах. В Раковце образование бедлендов началось около 50 лет тому назад, когда вдоль шедшей здесь по крутому склону дороги с развитыми параллельно ей придорожными оврагами был вырублен лес, и эрозионный размыв постепенно охватил площадь в несколько десятков гектаров. Аналогичные формы рельефа могут возникнуть после вырубки леса повсюду, где имеется сочетание мощной коры выветривания, залегающей на крутых склонах, и условий водосбора, способствующих размыву.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Большое значение имеют в условиях Закарпатья придорожные овраги. Их ориентировка определяется положением дороги на склонах и всеми ее изгибами. Между Лаловым и Становым мы наблюдали овраг, который четыре раза зигзагообразно изменял направление в зависимости от поворотов дороги. Так как население вынуждено переносить дорогу с того места, где ее размыли придорожные овраги, куда-нибудь по соседству, то в конечном итоге на значительном протяжении склоны оказываются испорченными и непригодными для хозяйственного использования. Характерно, что придорожные овраги и промоины в течение короткого срока приобретают глубину до 2—3 м и более. Они возникают не только на склонах, но и на слегка пологой поверхности водоразделов, достигая глубины 1 м и более. Такие размывы, подобно бедлендам склонов, возникают обычно на близко залегающей от поверхности коре выветривания. Механизм их образования связан с систематической концентрацией стока дождевых струй по колеям и дорожным кюветам. В некоторых районах придорожные овраги и промоины в соединении с бедлендами склонов и формами плоскостной эрозии расчленили поверхность водоразделов на ряд почти изолированных узких клиньев. Вести полевое хозяйство в таких условиях крайне трудно, тем более что глубина оврагов, имеющих вид узких рытвин, очень велика и нередко достигает 5—8 и даже 10 м и более. На коре выветривания, развитой на пологих склонах выпуклой формы, глубина оврагов бывает и меньше 2 м, но зато именно эти склоны обладают наибольшей сложностью расчленения.

Кроме указанных, необходимо отметить еще две формы эрозии: донные овраги и оползни. И те и другие в комплексе форм эрозионного рельефа Закарпатья имеют крайне ограниченное распространение. Практически донных оврагов настолько мало, что они могли бы вовсе не рассматриваться, если бы к северо-западу от с. Кальник и на крутых склонах северной экспозиции в Першавской котловине они не дополняли картину разрушительной работы водных потоков.

Оползни, охватывающие большую площадь в районе распространения песчано-глинистых озерных отложений (вблизи Дилька и Кустановице), дополняют картину сложнейшего, чрезвычайно энергичного древнего и современного эрозионного расчленения.

На территории Закарпатья должна быть проведена подробная эрозионно-геоморфологическая съемка, во время которой необходимо закартировать все существующие формы эрозионного расчленения, подробно разработать их типологию, условия возникновения и развития. Нужно также разработать методы предупреждения появления новых оврагов и способы борьбы с ростом существующих оврагов в области высоких и низких предгорий, которые являются одним из основных сельскохозяйственных районов Закарпатья. Эти мероприятия будут иметь большое значение в общем плане работ по восстановлению плодородия и расширению хозяйственно используемых земель. В открытой части предгорий должны быть разбиты полезащитные лесные полосы как одно из главных, предупреждающих эрозию мероприятий. Поиски направлений и районов полезащитного лесоразведения и других конкретных мероприятий по мелиорации склонов должны стать предметом дальнейшей совместной работы геоморфологов и лесомелиораторов с привлечением, в зависимости от потребности, и других специалистов. Решения, принимаемые с этой целью по каждому из районов, которым может угрожать эрозия, должны вытекать из конкретного рассмотрения в каждом отдельном случае природной обстановки, без чего они будут лишены продуманных научных

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

основ, могут оказаться не только обреченными на неуспех, но и просто вредными.

На составленной нами при участии С. С. Судаковой картосхеме эрозионно-геоморфологического районирования сделана первая в условиях Закарпатья попытка подойти к решению указанных задач.

ЭРОЗИОННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Закарпатья, в зависимости от геологического строения, литологии горных пород и характера рельефа, может быть разделена на следующие 4 района (фиг. 9).

1. В первый район включены территории, где современная эрозионная работа совершенно не проявляется или проявляется настолько слабо, что не требует организации каких бы то ни было противоэрозионных мероприятий.

К числу их принадлежат: Притиссенская низменность с плоским равнинным рельефом, ничтожной крутизной склонов и широко развитыми отрицательными формами рельефа — котловинами и западинами; ряд небольших межгорных эрозионно-тектонических котловин и низких террас в низовьях правых притоков Тиссы, а также в Верхнетиссенской котловине, в пределах равнинной первой надпойменной террасы, в основном на правобережье Тиссы.

2. Ко второму району отнесены низкие увалистые равнины высотой от 20—30 до 60—80 м над уровнем Латорицы и Тиссы (от 130—140 до 200 м над ур м.) и низкие сполаживающиеся части склонов в указанных выше межгорных эрозионно-тектонических котловинах с крутизной склонов до 8—10°, сложенные маломощными покровными оглеенными суглинками (1—3 м), которые покоятся на коре выветривания. Под корой на небольшой глубине залегают сильно выветрелые андезиты.

Эрозия проявляется здесь главным образом в виде глубоких придорожных оврагов, возникающих на склонах крутизной свыше 4—5°. Изредка встречаются овраги, возникающие по старым межам индивидуальных земельных участков, а также на склонах, вне прямой связи с пахотой или дорогами.

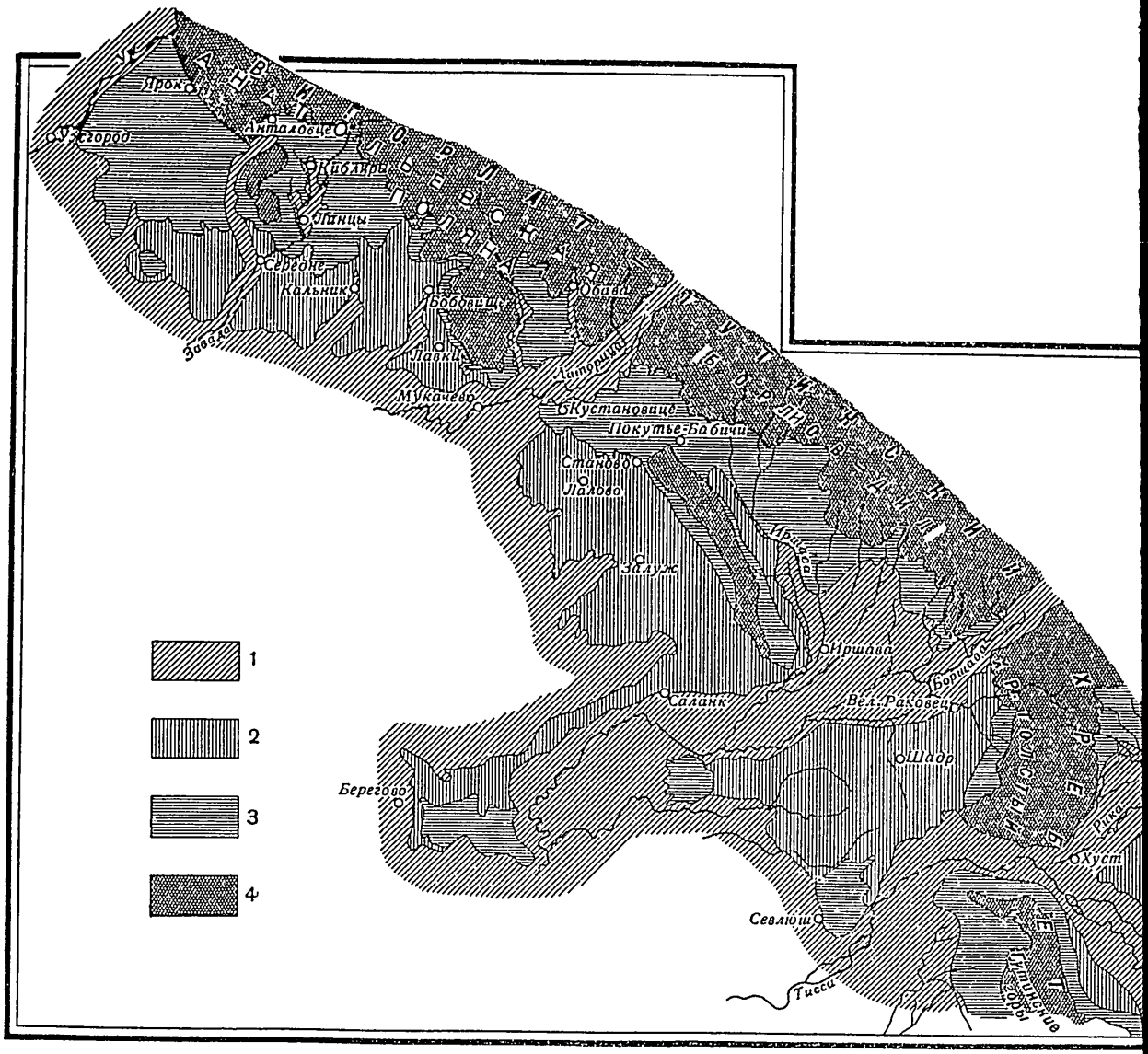
Придорожные овраги возникают обычно на склонах круче 4—5°, но нередко и на менее крутых. Они углубляются в суглинки и рыхлую часть коры (обычно делювиальной) на глубину не свыше 8 м; обычно же они менее глубоки, в среднем 2—3 м. На элювиальной коре, имеющей, особенно на выпуклых склонах, ничтожную мощность, глубина оврагов часто бывает и меньше (2—3 м), но зато именно здесь овражная сеть достигает наибольшей сложности.

Как особый тип оврагообразования необходимо отметить широко распространенные в Закарпатье «эрозионные бедленды». Образование этих бедлендов, в настоящее время представляющих то густо и глубоко, то густо и неглубоко расчлененные участки поверхности, объясняется, как уже отмечалось, вырубкой леса, последующим размывом склонов и быстрым сносом маломощного почвенного покрова и рыхлой поверхностной части коры выветривания, причем обнажается плотная кора, лишенная растительного покрова.

Эти бедленды, как правило, возникают у бровки крутых склонов, где мощность рыхлых покровных отложений (включая почву) бывает особенно небольшой — 1,5—2 м. Поэтому вырубка леса, приводящая к развитию бедлендов, должна в будущем категорически пресекаться, а для борьбы с дальнейшим развитием оврагов и продолжающимся смывом

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

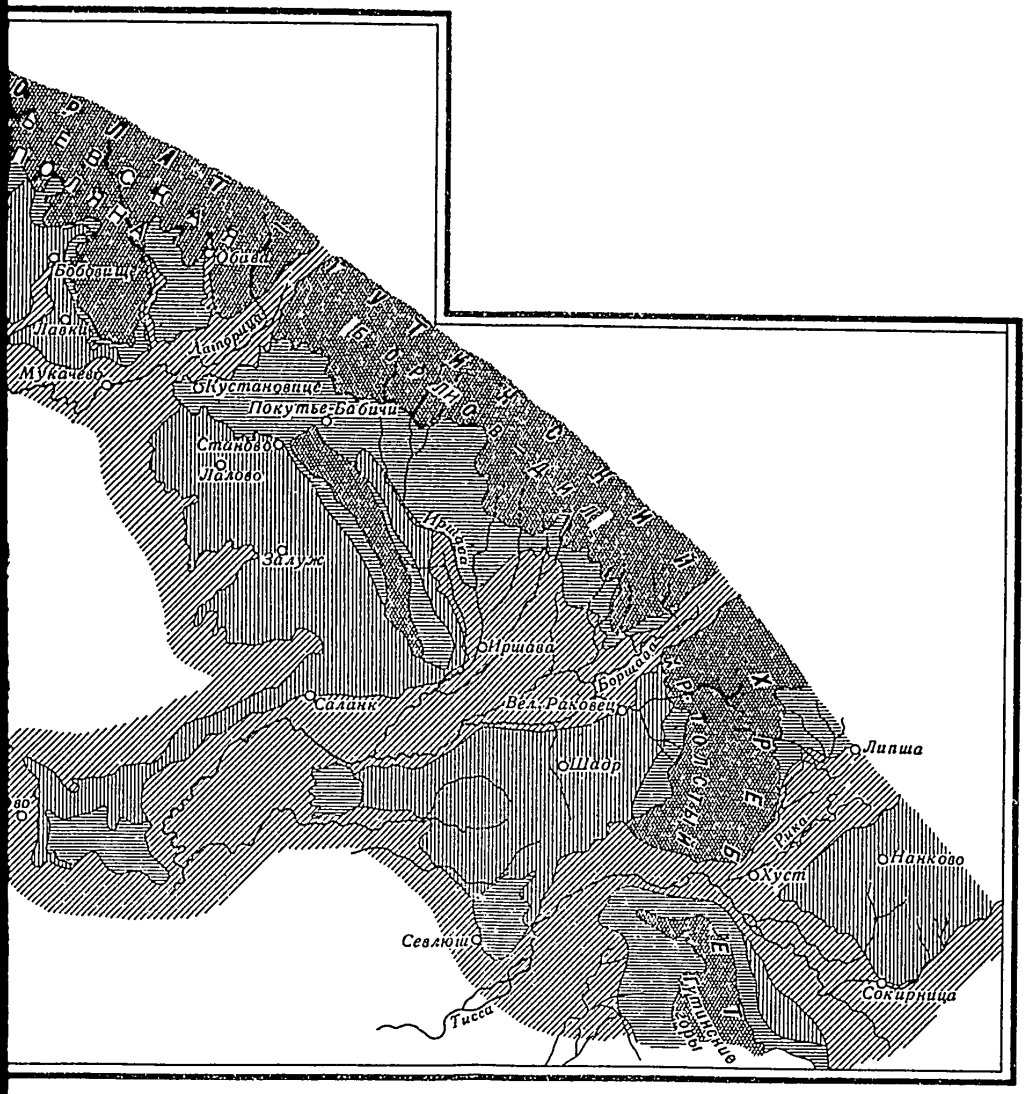


Фиг. 9. Схематическая карта эрозионно-геоморфологического районирования юго-западного Закарп
Составил Л. Г. Каманин при участии Г. А. Ивановой и С. С. Судаковой.

1 — Притиссенская низменность, Верхнетиссенская, Иршавская и другие межгорные котловины с плоским чрезвычайно слабо расч не расчлененным рельефом. Накопление осадков (илы, пески, галечники), выносимых реками с гор на равнину. Местами требуются ративные мероприятия; *2* — Низкие предгорья. Абс. выс. от 130—140 до 200 м. Углы падения склонов от 6—8 до 12—15°, на повер свыше 6°. Плоскостная и глубинная эрозия невелики (последняя главным образом вдоль дорог) Запашка склонов может производить ниях. Требуется минимум противоэрозионных мероприятий, *3* — Высокие предгорья и островные вулканические горы. Абс. выс. о 450 м. Углы падения склонов от 10—15 до 20° и более, поверхности увалов — до 10°. Сплошная вырубка леса и неправильная рас склонов вызывают энергичную плоскостную эрозию и образование оврагов и промоин (особенно вдоль дорог) на крутых и да *4* — Низкогорья и среднегорья с высотами свыше 400—450 м над ур. м. Углы падения склонов обычно свыше 15—20°. Весьма ма почвы. После сплошной вырубки леса процессы эрозии протекают энергично

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



карта эрозионно-геоморфологического районирования юго-западного Закарпатья.
Л. Г. Каманин при участии Г. А. Ивановой и С. С. Судаковой.

енская, Иршавская и другие межгорные котловины с плоским чрезвычайно слабо расчлененным или совсем
дков (илы, пески, галечники), выносимых реками с гор на равнину. Местами требуются осушительные мелио-
л. Абс. выс. от 130—140 до 200 м. Углы падения склонов от 6—8 до 12—15°, на поверхности увалов — не
евелики (последняя главным образом вдоль дорог) Запашка склонов может производиться в любых направле-
мероприятий, *3* — 1 ысокие предгорья и островные вулканические горы. Абс. выс. от 200—250 до 400—
0° и более, поверхности увалов — до 10°. Сплошная вырубка леса и неправильная распашка (по падению)
эрозию и образование оврагов и промоин (особенно вдоль дорог) на крутых и даже пологих склонах;
ыше 400—450 м над ур. м Углы падения склонов обычно свыше 15—20°. Весьма маломощные щебнистые
После сплошной вырубки леса процессы эрозии протекают энергично

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

почв в нижних частях склонов должно применяться не только и не столько разреженное облесение склонов, что не может полностью приостановить развитие бедлендов, сколько насаждение густых лесных полос и лесных массивов вдоль бровок и особенно в глубине водосборных пространств.

3. Рельефообразующие процессы особенно энергично протекают в третьем районе, охватывающем возвышенную часть предгорий с высотами свыше 200—220 м над ур. м. (более 80—100 м относительной высоты над Притиссенской низменностью). В Вигорлат-Гутинских горах, где, вследствие особенностей строения склонов (преобладают выпуклые склоны) и ничтожной мощности рыхлых наносов, овраги возникают почти вдоль каждой дороги, развитие их протекает очень быстро. Это вызывает необходимость часто переносить дороги на новые места, вследствие чего расширяются площади, занятые оврагами и промоинами. Отличительной чертой образования оврагов в высоких предгорьях является их незначительная глубина. Объясняется это тем, что суммарная мощность почвенного покрова, щебнистого элювия и коры выветривания лишь в плакорных условиях достигает 5—6 м, на склонах же она значительно меньше. Овраги, приуроченные к наиболее высокой части предгорной полосы, в еще большей степени усложняют и без того сильно расчлененный рельеф высоких предгорий. Развиваясь, однако, лишь на крутых склонах, они не представляют столь серьезной угрозы, как усиление эрозии и оврагообразования в низкой части предгорий.

Борьба с возникновением дорожных оврагов здесь может итти по линии устройства дорог с водонепроницаемой кровлей, цементированных кюветов с водосборами и густой обсадкой кустарниками по крайней мере 10—15-метровых полос вдоль сооружаемых дорог. Изучение условий современного оврагообразования показывает, что устройство специальных водосборных сооружений, как мера предупреждения развития оврагов, до сих пор редко достигало цели лишь потому, что строительство их протекало без учета особенностей геологического строения и современных рельефообразующих процессов и обычно приводило не к ослаблению, а, наоборот, к усилению процессов эрозии.

Борьба с плоскостной эрозией и образованием промоин на пашнях, в области как высоких, так и низких предгорий, может быть ослаблена и даже вовсе прекращена применением защитных лесных полос и террасированием склонов. Правильная запашка их по изогипсам рельефа является одним из существеннейших методов борьбы не только с образованием промоин, но и со смывом обычно маломощных почв.

4. К четвертому району отнесена та часть Вигорлат-Гутинских гор, которая обладает высотами свыше 350—400—450 м; здесь, после сведения леса, маломощные почвы подвергаются быстрому смыву, а на открывающихся после этого под ними более или менее сильно выветрелых андезитах долгое время не может существовать никакая растительность. На лишенных леса крутых склонах эрозия достигает максимального развития.

Для сельского хозяйства наиболее благоприятны, по условиям рельефа и современных процессов рельефообразования, районы низких предгорий.

Проблема отыскания удобных для сельскохозяйственного освоения площадей в высоких предгорьях и изыскание путей и мер предупреждения эрозии, которая должна наступить после вырубки и раскорчевки леса и запашки освобожденных таким образом угодий, является одной из ближайших задач геоморфологических исследований в Закарпатье.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ЛИТЕРАТУРА

Алферьев Г. Н. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. — Тр. Львовск. геол. об-ва, геол. серия, вып. 1. Львов, 1948.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть. Вып. 2. Изд. 2. М., 1934.

Вернандер Н. В., Годлин М. М., Самбур Г. Н., Скорина С. А. Почвы УССР. Киев—Харьков, 1951.

Вялов О. С. Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей.— Тр. Львовск. геол. об-ва, геол. серия, вып. 1. Львов, 1948.

Вялов О. С. Структура Карпат и Закарпатской области УССР. — Тр. Научно-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев, Изд. Акад. наук УССР, 1949.

[Глинка К. Д.] Glinka K. D. Die Verwitterungsprozesse und Böden in der Umgebung des Kurortes Bikszád. [Процессы выветривания и почвы в окрестностях курорта Биксад]. — Földtani Közlöny, Bd. 41, H. 9—10. Budapest, 1911.

Ермаков Н. П. К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья.— Тр. Львовск. геол. об-ва, геол. серия, вып. 1. Львов, 1948а.

Ермаков Н. П. Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат. Тр. Львовск. геол. об-ва, геол. серия, вып. 1. Львов, 1948б.

Лесняк В. Ф. К минералогии железных руд западной части Закарпатской области. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1. Львов, 1947.

Лесняк В. Ф. О хлоронале в коре выветривания эффузивов Закарпатской области. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2. Львов, 1948.

Лесняк В. Ф. Материалы по минералам коры выветривания эффузивов Закарпатья. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.

Марков К. К. Палеогеография. М., 1951.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. «Тектоника СССР», т. 2. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1949.

Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской обл. УССР. — Тр. Научно-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. Акад. наук УССР, Киев, 1949.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Изд. Акад. Наук СССР, Л., 1934.

Соболев В. С., Вартанова Н. С. и Горбачевская Р. Н. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. — Тр. Львовск. геол. об-ва, петрогр. серия, вып. 1. Львов, 1947.

Соколов Н. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода.— Почвоведение, 1904, № 2 и 3.

Трусова И. Ф. Метаморфические породы Раховского массива Восточных Карпат. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, вып. 6.

Фридланд В. М. Древние коры выветривания в Закарпатской области УССР и формирующиеся на них почвы. — Докл. Акад. Наук СССР, 1950, т. 71, № 2.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

А. С. КЕСЬ

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА САРЫКАМЫШСКОЙ ВПАДИНЫ

Сарыкамышская впадина расположена в северной Туркмении, в 200 км к юго-западу от Аральского моря и в 160 км к западу от низовьев Аму-Дарьи, у юго-восточных подножий обрывов Устюрта. От южной оконечности этой впадины начинается древняя долина Узбоя, по которой в верхнечетвертичное время воды Аму-Дарьи текли в Каспийское море. Долгое время считали, что Узбой является непосредственным продолжением долины Аму-Дарьи, на самом же деле, прежде чем попасть в Узбой, Аму-Дарья должна была заполнить Сарыкамыш, образовав на месте этой ныне сухой впадины обширное озеро, из которого и начиналась река Узбой. Таким образом, Сарыкамышская впадина является неотъемлемой частью системы Аму-Дарья—Узбой—Каспийское море. Однако это стало известно сравнительно недавно.

Интересно, что о течении Аму-Дарьи в Каспий и об Узбое встречаются многочисленные сведения еще в древних письменных источниках народов Азии и у древних греков и римлян. Об Узбое писали также почти все европейцы, впервые посетившие Среднюю Азию, а Петр I уже в начале XVIII в. снарядил специальную экспедицию для исследования Узбоя с целью пропуска по нему вод Аму-Дарьи для создания водного пути в Каспийское море. Но о Сарыкамышском озере, имевшем в поперечнике, во время существования реки Узбой, около 200 км в одном направлении и около 100 км в другом, почти нигде не упоминается. Правда, есть основание предполагать, что в ряде древних источников, в которых говорилось о впадении Аму-Дарьи в Каспийское море, за Каспий принималось Сарыкамышское озеро, в которое, действительно, еще в историческое время впадали дельтовые протоки Аму-Дарьи. Позднее, когда оз. Сарыкамыш высохло, впадина его по общему облику стала почти не отличимой от прилегающей пустыни. Пересекавшие его ранние путешественники и исследователи могли не заметить еще и потому, что при огромных размерах оно имеет очень незначительные уклоны.

Сарыкамышская впадина не нашла отражения на сводных картах и в описаниях путешественников первой половины XIX в. (Н. Н. Муравьева, Я. В. Ханыкова, А. Вамбери). А топограф Лупандин, проводивший в 1874 г. съемки территории от среднего течения Узбоя до низовий одного из прежних протоков Аму-Дарьи — Дарьялыка, соединил эти две долины между собой, изобразив на своей карте непрерывное русло, пересекающее Сарыкамыш.

Только в 1876 г., когда вновь встал вопрос о пропуске вод Аму-Дарьи в Каспий и в связи с этим была проведена под руководством Н. Г. Петрусевича нивелировка по Дарьялыку до Сарыкамышских озер, было установлено, что эти озера находятся приблизительно на 38 м ниже ур. м.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

и что вокруг них расположена обширная впадина. Окончательно же география этих мест и истинное начало долины Узбоя стали известны только в результате работ экспедиции А. Н. Глуховского, начавшей работать здесь в 1879 г.

Позднее сведения об орографии, геологии и палеогеографии Сарыкамыша встречаются в работах К. К. Гедройца (1882), А. М. Коншина (1885), А. В. Каульбарса (1881), Л. С. Берга (1908) и некоторых других. В 1914 г. Сарыкамыш посетил Н. А. Димо (1915), а с 1913 по 1915 г., в связи с геологической 10-верстной съемкой, низовья Аму-Дарьи и Сарыкамыша исследовал А. Д. Архангельский, написавший в результате этих работ обстоятельную монографию (1931).

В 1934 г. в Сарыкамышской впадине и на Присарыкамышской дельте Аму-Дарьи работал Сарыкамышский отряд Туркменской комплексной экспедиции Академии Наук СССР под руководством И. П. Герасимова.

Результатам этих работ посвящен 35-й выпуск «Трудов Института географии», изданный в 1940 г. В этом же выпуске приводится история исследования района, что дает нам право не останавливаться на этом вопросе более подробно. В напечатанной там же работе А. Г. Доскач (1940), обследовавшей Присарыкамышскую дельту, дается характеристика рельефа, описываются основные протоки древней Аму-Дарьи и излагается история развития рельефа дельты.

И. П. Герасимов (1940), исследовавший Сарыкамышскую впадину, приводит описание Сарыкамыша и излагает историю его формирования. Он указывает (там же, стр. 84), что в недавнее время в Сарыкамышской впадине существовал громадный озерный бассейн. Этот бассейн «питался системой речных протоков — рукавов, блуждавших по ныне сухой дельтовой равнине, расположенной к востоку от впадины Сары-Камыша». Речная вода, втекавшая в озеро, несла большое количество твердых наносов, в основном илистых, которые откладывались в пределах наземной части дельты и отчасти ее подводного участка, вдававшегося в озеро на 5—10 км. В центральные части впадины эти наносы не попадали. Вторым источником наносов был Устюрт, откуда они сносились временным поверхностным стоком.

Период максимального стояния вод Сарыкамышского озера (достигавшего 83—84 м над уровнем Каспийского моря) «приходится на фазу максимального расхода западных (Сарыкамышских) рукавов Аму-Дарьи» (Герасимов, 1940, стр. 86). Когда приток вод Аму-Дарьи сократился, «уровень озера стал весьма быстро падать, вплоть до высоты в 25—30 м над уровнем Каспийского моря» (там же, стр. 86). Сокращение озерного бассейна шло с юга, так же как и «обсыхание и редукция всей южной части Кунядарьинской дельтовой равнины» (там же, стр. 87). Новый уровень Сарыкамыша (около 30 м над Каспием) «стал новым базисом стока для северных рукавов речной дельты, получивших импульс к дальнейшему врезанию своих русел». Озеро задержалось на некоторое время на этом уровне потому, что в этот период установилось «состояние динамического равновесия в водном балансе озера, складывавшегося из прихода речных вод главным образом по Дарьялыку, и расхода на испарение» (там же, стр. 87).

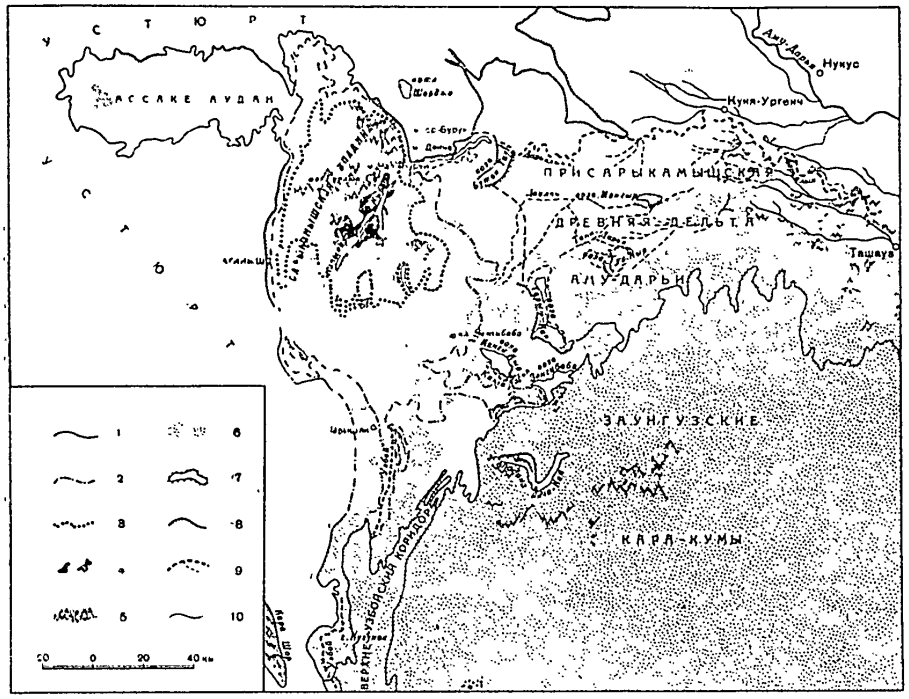
«Дальнейшая история Сарыкамышского бассейна заключалась, очевидно, в дальнейшем понижении его уровня и распадении одного бассейна на систему разобщенных озерков (в пределах современных шоровых впадин) с прогрессивно повышающимся засолением вод. Вероятно, основной причиной этой редукции озера являлось постепенное падение расхода еще функционировавших в то время дельтовых рукавов, и в первую оче-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

редь — Дарьялыка... Дарьялык, как речное русло, функционировал до полного высыхания Сарыкамышского озера» (там же, стр. 87).

Изложенные палеогеографические построения И. П. Герасимова разошлись со взглядами предыдущих исследователей, поэтому в заключение своей статьи И. П. Герасимов дает критический обзор воззрений на геологическую историю Сарыкамыша А. М. Коншина, Л. С. Берга и А. Д. Архангельского. Точку зрения И. П. Герасимова и приведенную им критику мы считаем правильными и, как будет видно из дальнейшего,



Фиг. 1. Схематическая карта Сарыкамышской впадины

1 — уровень древнего Сарыкамышского озера первой стадии; *2* — то же начала второй стадии, *3* — то же начала третьей стадии; *4* — современные соляные озера и залежи солей; *5* — солончаки; *6* — пески; *7* — гряды; *8* — уступы (чинки), *9* — сухие русла, *10* — границы природных районов

придерживаемся в основном этих построений, развивая их и дополняя новыми материалами.

В 1944 г. Сарыкамышская впадина была обследована Н. П. Луповым, высказавшим весьма интересные взгляды на ее происхождение (1948).

Новые, очень крупные исследования в районе Сарыкамыша начались в 1951 г. Эти исследования дали огромный материал, значительно расширяющий и дополняющий представления о палеогеографии района Сарыкамыша.

Наши работы проводились в составе Арало-Каспийской экспедиции СОПС Академии Наук СССР в 1951 и 1952 гг. Часть маршрутов по Сарыкамышу и прилегающим районам была проделана совместно с А. Г. Эберзиным и геологом Гидропроекта А. А. Алексиным. Дополнительные исследования проведены нами весной 1953 г. в составе Хорезмской археологической экспедиции, совместно с С. П. Толстовым и Т. А. Жданко.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Сарыкамышская впадина на протяжении своего недолгого (в геологическом смысле) существования претерпела большие изменения. Расположенная в плоском тектоническом прогибе, она неоднократно затоплялась водой и затем полностью высыхала и становилась ареной действия то процессов абразии и водной аккумуляции, то процессов дефляции и эоловой переработки. В результате здесь формировался типично пустынный эоловый рельеф наряду с не менее типичными эрозионными и водноаккумулятивными формами рельефа, такими, как, например, береговые валы и отмели, которые можно встретить только на берегах крупных водоемов. Изучение всех этих разнообразных форм рельефа, так же как и распространенных здесь отложений и фаунистических и флористических остатков, помогает, пока еще в общих чертах, представить себе основные этапы в жизни этой интереснейшей впадины.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сарыкамышская впадина (фиг. 1) — одна из наиболее крупных впадин Средней Азии. Она прослеживается на протяжении около 150 км с севера на юг и около 90 км с запада на восток. В северо-западной части к Сарыкамышу присоединяется вытянутая в широтном направлении впадина Ассаке-Аудан, протягивающаяся на 100 км с востока на запад и 40 км с севера на юг. Между Ассаке-Ауданом и Сарыкамышем существует относительно сниженная перемычка, залегающая на гипсометрическом уровне около 50—55 м.

Границы Сарыкамышской впадины прослеживаются не везде одинаково ясно. На западе и северо-востоке впадина очень четко ограничена уступами (чинками) Устюрта, имеющими относительную высоту от 50 до 80 м. Наибольшей высоты (около 80 м) уступ достигает в районе мыса Чал-Бурун, где Устюрт под прямым углом поворачивает с севера на восток и уходит за пределы Сарыкамыша.

На севере впадины чинк Устюрта переходит в длинный, сравнительно пологий склон. На этом склоне прослеживаются широкие пологосклонные ложбины, выполненные озерными отложениями; местами они окаймлены полосами береговых галечниковых валов. Здесь когда-то находились озерные заливы, далеко вдававшиеся в сушу и образовывавшие неровную береговую линию.

Восточная граница Сарыкамышской впадины выражена недостаточно четко. Здесь к Сарыкамышу подходит дельта древней Аму-Дарьи, которая имеет общий очень пологий уклон от Аму-Дарьи на запад. Между абсолютными отметками приблизительно 0—50 м намечается более крутой перегиб склона, который и надо считать собственно восточным склоном Сарыкамышской впадины.

Южную границу впадины очертить наиболее трудно. От центральных частей впадины на юг тянется равнина, имеющая очень пологий, незаметный на глаз уклон, прослеживающийся приблизительно до района Чарышли. Южнее, уже в пределах Верхне-Узбойского коридора, занятого высокими грядовыми песками, некогда располагался узкий залив Сарыкамыша, прослеживающийся теперь в виде широких плоскодонных лощин, отдельных понижений и котловин, соединенных руслами.

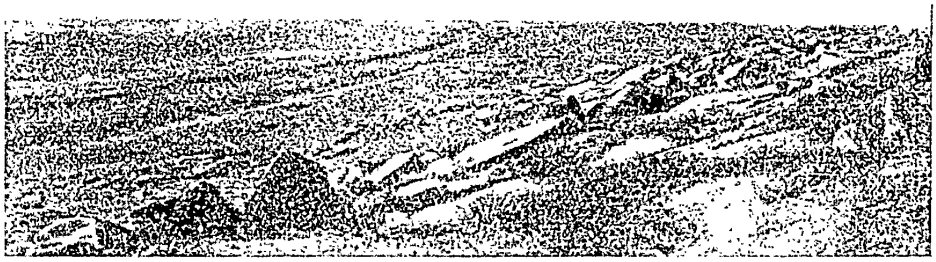
Древнее Сарыкамышское озеро имело на юге весьма извилистые очертания. Оно вдавалось многочисленными узкими и длинными языками по межгрядовым понижениям и заполняло широкие плоскодонные котловины, образуя озеровидные разливы, между которыми возникали протоки. От одного из южных заливов озера, простиравшегося особенно

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

далеко на юг (южнее горы Кугунек), получила когда-то начало река Узбой. Таким образом, южная граница древнего Сарыкамышского озера прослеживается теперь по серии озерных отложений, встречающихся по понижениям. Если отбросить эти заливы, то южную границу собственно Сарыкамышской впадины можно провести в районе Чарышли по абсолютным отметкам приблизительно в 50 м.

Днище впадины несколько смещено к ее северной части и расположено ниже чинков Устюрта и ясно выраженных склонов, приблизительно на отметках около 0 м над ур. м. В пределах днища находятся наиболее крупные и глубокие котловины, занятые в настоящее время центральными Сарыкамышскими соляными озерами, залежами солей, солеными грязями и солончаками.



Фиг. 2. Общий вид на восточные склоны гряды Капылар-Кыр В нижней части склона видны галечниковые береговые валы

Наиболее пониженная центральная часть днища Сарыкамышской впадины пересечена с северо-востока на юго-запад длинной и узкой грядой Капылар-Кыр протяженностью около 40 км, с абс. высотой гребня около 5—10 м. В средней части гряда Капылар-Кыр выражена очень четко; здесь она возвышается над прилегающими к ней с обеих сторон котловинами на 40—50 м, в краевых же частях она возвышается значительно меньше, а на юго-западе даже постепенно сливается с днищем впадины. От середины гряды отходит на юг отрог длиною около 8—10 км, ограничивающий с востока котловину Бетендаль-Куль. Гряда имеет в плане извилистые очертания, очевидно, в результате волноприбойной как абразионной, так и аккумулятивной деятельности вначале формировавших, а затем омывавших ее озер. На склонах гряды наблюдаются то выступающие мысы, то глубокие заливы, повторяющие в общих чертах чрезвычайно извилистые контуры прилегающих котловин. На гряде почти всюду четко выделяется узкий гребень, образованный галечниковым валом верхнечетвертичного возраста или диагонально- и косослоистыми конгломератами и песчаниками с фауной, отнесенной А. Г. Эберзиным к апшеронскому ярусу. Гребень гряды обычно возвышается над относительно ровной террасовой поверхностью, имеющей различную ширину и строение и представляющей собой остатки днища впадины.

В районе кладбища Капылар-Кыр гряда очень узкая, не более 1—1,5 км; ее гребень, образованный круто падающими матрацевидными глыбами конгломератов и песчаников апшерона, имеет ширину всего в несколько десятков метров. Крутые склоны гряды сложены коренными глинами

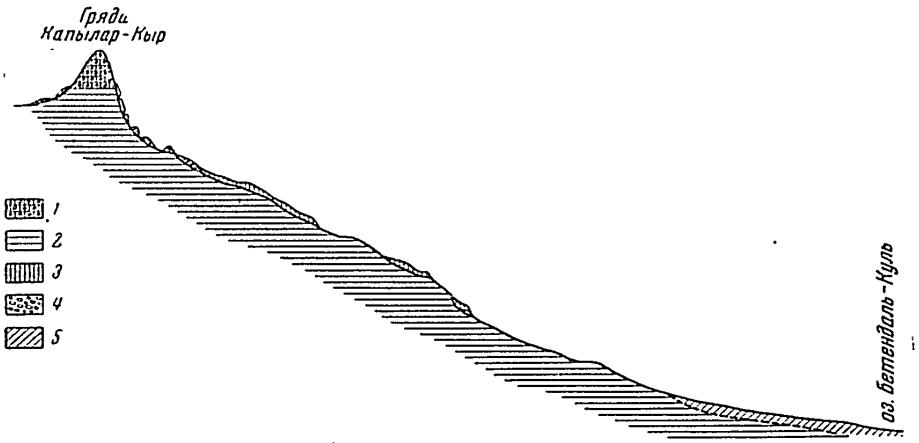
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

палеогена; верхние части склонов опоясаны рядом галечниковых валов, расположенных в виде амфитеатра и четко очерчивающих все изгибы береговых линий бывших здесь озер (фиг. 2 и 3).

Сейчас же к северу от кладбища гряда расчленена поперечной широкой ложбиной — седловиной, дно которой залегает на высоте около 20—25 м над прилегающими котловинами. В пределах седловины конгломераты и песчаники, слагающие поверхность гряды, отсутствуют, а в ее дно врезаны овраги, расчленяющие западный и восточный склоны гряды.

В 3—4 км к северо-западу от кладбища Капылар-Кыр гряда расширяется, и здесь, к востоку от ее гребня, выделяется песчаная террасовая поверхность. Желтые пески, перевеваясь, образуют отдельные небольшие массивы барханов высотою до 2 м. Среди песков выделяются небольшие такырные участки, на которых можно встретить гальку гранитов и мета-



Фиг. 3. Схематический профиль через восточный склон гряды Капылар-Кыр:

1 — конгломераты и песчаники; *2* — глины палеогена; *3* — суглинки; *4* — галечник; *5* — илисто-глинистые отложения

морфических пород. Здесь же встречаются раковины *Cardium edule* L., *Dreissensia* и др. Высота гребня гряды над этой поверхностью колеблется от 2—3 до 6—7 м. Желтые барханные пески образовались, повидимому, в результате разрушения и перевевания песчаников апшерона. Километрах в десяти севернее кладбища Капылар-Кыр гребень гряды образован галечниковым валом. К западу от него расположен слабо террасированный крутой склон гряды, спускающийся к оз. Капылар-Куль. В верхней части склона развит ряд параллельных галечниковых валов; в нижней — выходят ничем не прикрытые коренные глины палеогена; на поверхности их встречаются только многочисленные раковины *Cardium edule* L., *Dreissensia* и др. К востоку от гребня идет очень пологий склон, переходящий в ровную террасовую поверхность. На этом склоне расположена полоса постепенно понижающихся галечниково-щебнистых валов (до шести), ниже идет ровная глинистая поверхность, заканчивающаяся склоном к котловине Бетендаль-Куль.

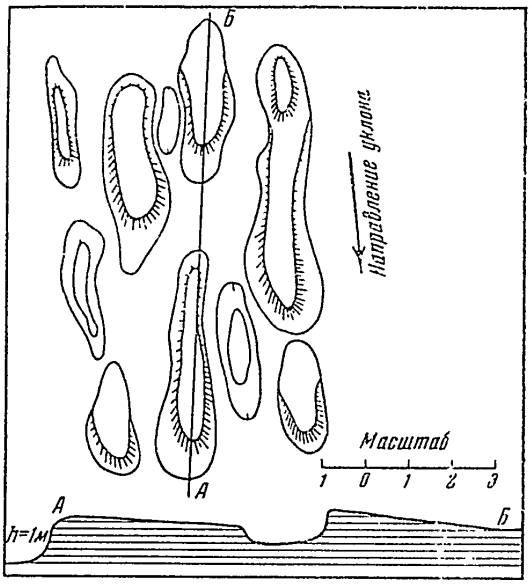
Еще севернее, там, где дорога спускается с гряды к восточным солончакам, поверхность гряды сложена песчаниками и конгломератами апшерона, перекрытого галечником небольшой мощности и галечниковыми

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

валами. Отложения апшерона слагают здесь и верхнюю часть восточного склона гряды, падающего почти отвесно; ниже склон более пологий и покрыт галечниковыми валами.

Далее в том же направлении на гряде местами появляются массивы песков. К югу от оз. Гурлюк-Куль гребень гряды снова образован галечниковым валом, залегающим на конгломератах апшерона; к северо-востоку гряда пересыпана барханными песками, которые, прикрывая гребень гряды, спускаются на оба ее склона. Барханы надвигаются на гряду с востока, из области дельтовой равнины. Северо-восточное окончание гряды свободно от песков, так как дующие на него в лоб северо-восточные ветры сдувают отсюда пески. Суглинистая поверхность северо-восточного склона гряды, ясно возвышающаяся над прилегающей с севера дельтовой равниной, имеет весьма своеобразный микрорельеф. Склон расчленен здесь на параллельные, вытянутые вдоль уклона грядки длиною от 2—3 до 10 м и шириною от 0,5 до 1,5 м. Поверхность грядок ровная, обращенный вниз по склону конец — обрывистый и имеет высоту от 0,5 до 1 м, а противоположный конец либо возвышается на несколько сантиметров (но не более чем на 0,5 м), либо сливается с поверхностью склона. Между грядками местами наблюдаются микрокотловинки со следами застаивающейся воды, а местами — следы размыва в виде мелких бороздок. Расстояние между грядками 1—3 м. В нижней части склона встречаются отдельные, небольших размеров суффозионно-карстовые воронки, уводящие воду с поверхности (фиг. 4).



Фиг. 4. Схема расположения и поперечный профиль (*А — Б*) микрорельефа на склоне северо-восточной оконечности гряды Капылар-Кыр

Такие формы микрорельефа могли образоваться, очевидно, в результате совместной деятельности процессов эрозии и процессов дефляции, действующих в условиях склона, обращенного прямо против господствующих ветров и сложенного суглинками, легко поддающимися размыву.

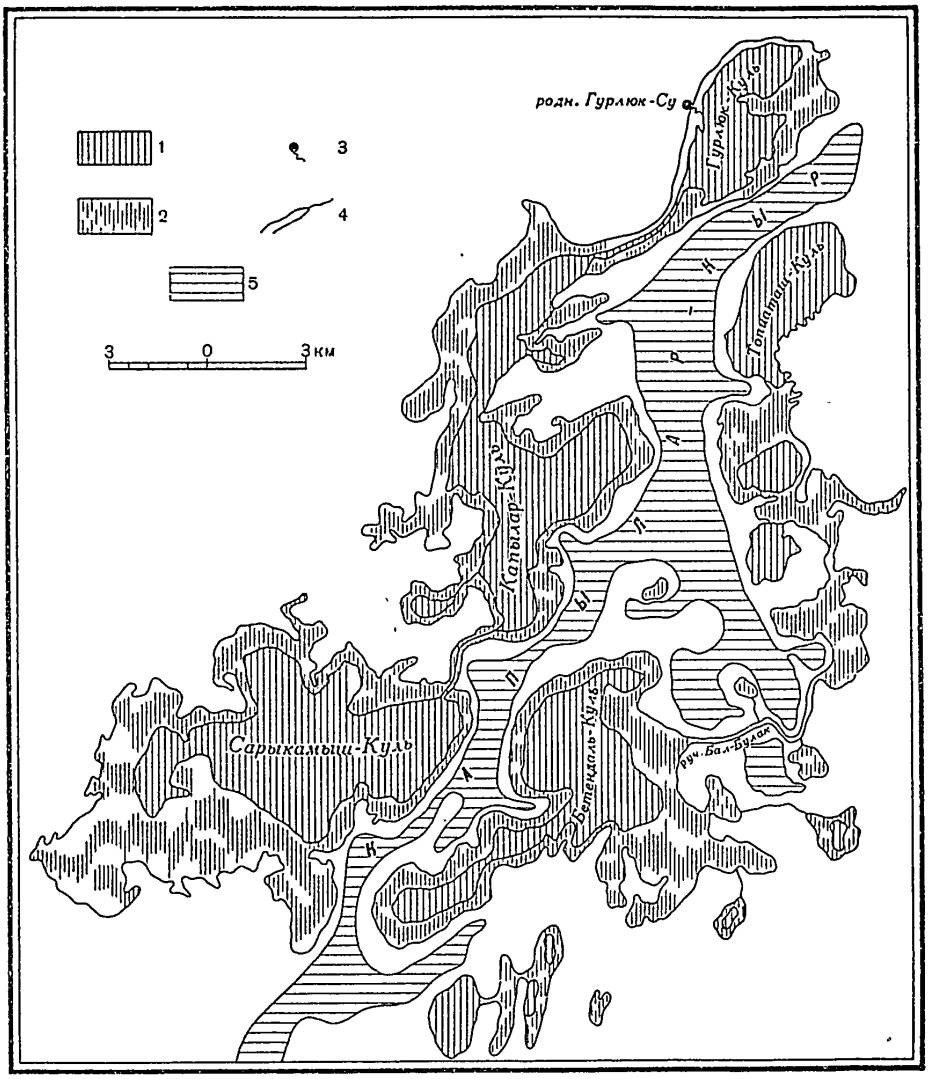
Таким образом, строение гряды и ее гребня, образованного то апшеронскими конгломератами и песчаниками, то галечниковыми валами Сарыкамышского озера, указывает на то, что, очевидно, как в апшероне, так и в верхнечетвертичное время условия жизни Сарыкамышского бассейна были таковы, что на месте гряды Капылар-Кыр происходило формирование аккумулятивной формы типа вала-косы.

К северо-западу, югу и востоку от гряды Капылар-Кыр расположена система отдельных котловин, дно которых занято в настоящее время

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

залежами солей и периодически появляющимися соляными озерами, окруженными солончаками. Эти озера, имеющие весною глубину в несколько десятков сантиметров, составляют группу центральных Сары-



Фиг. 5. Схема расположения центральных Сарыкамышских озер:

1 — солинные озера и залежи солей; *2* — солончаки и соленые гряды; *3* — соленый родник; *4* — русла-протоки между озерами; *5* — гряды

камышских озер. Дно котловин этих озер имеет отметки 40—45 м ниже ур. м. Очертания береговых линий озер, так же как и окружающих их солончаков, как это видно на схеме (фиг. 5), чрезвычайно извилисты, что можно, повидимому, объяснить абразионной деятельностью озер в условиях глинистого строения берегов. Абразия, очевидно, усиливалась

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

эрозией и дефляцией. Склоны озерных котловин расчленялись ложбинами и оврагами, возникавшими в результате деятельности поверхностных временных водотоков, впадавших в озера. Уровень озер был неустойчив, и при понижении базиса эрозии овраги, подвигаясь за отступающими озерами, расчленяли прибрежную часть их дна, а при повышении уровня озеро затопляло устьевые части оврагов, образовывало здесь глубокие заливы и начинало, подмывая берега, расширять эти заливы. При следующем понижении уровня озеро отступало, и на месте этих заливов, так как озера были соляными, оставались солончаки. При высыхании они развевались легче, чем прилегающие склоны, и в результате эти места озерной ванны еще больше расширялись и углублялись. В настоящее время, несмотря на то, что озера очень мелки и имеют временный характер, подмыв берегов продолжается, хотя и в небольших размерах. В этом отношении играют определенную роль нагонные ветры. Во время нашего пребывания на озерах нам пришлось наблюдать, как сухой солевой пласт на дне озерной котловины Сарыкамыш-Куль, в ее юго-западной части, на следующий день после того как подул северо-восточный ветер, покрылся слоем воды, пригнанной сюда ветром с северо-восточной половины озера. Таким образом, даже небольшое количество воды в озере, сгоняемое и нагоняемое ветрами, может подмывать берега и несколько видоизменять их очертания.

Группа центральных Сарыкамышских озер состоит из шести соляных временных озер, занимающих отдельные котловины. Часть этих котловин соединяется между собой узкими проливами, по которым проходят временно действующие протоки.

В существующей литературе эти озера раздельно не описывались и все их обычно называли Сарыкамышскими. И. П. Герасимов (1940), характеризуя этот район, указывает, что по обе стороны от гряды Капылар-Кыр расположены шоры и что «западный шор носит на прежних картах название Капылар-Куль, или Капылар-Шор, а по Н. А. Димо,— Гурлюк-Шор» (стр. 78). «Шор, расположенный с восточной стороны Капылар-Кыра, помещается на месте существовавших здесь до работ Глуховского двух озер, соединенных между собой протоком. Эти озера носили название Сарыкамышских, а на некоторых картах названы Бетендаль-Гель» (стр. 79).

Таким образом, не было полной ясности относительно расположения озер и их наименования. Для удобства характеристики этих озер, а также имея в виду возможное использование их солей и грязей или их котловин для сброса вод, нам представляется целесообразным каждому из озер присвоить особое наименование, пользуясь для этого названиями, которые встречаются на старых картах и в печатных работах по Сарыкамышским озерам. Эти названия приводятся на схеме центральных Сарыкамышских озер (см. фиг. 5). Кратко остановимся на их характеристике.

К северо-западу от гряды Капылар-Кыр расположены три озерные котловины, соединенные между собой протоками. Вся эта цепочка котловин вытянута, параллельно гряде, с северо-востока на юго-запад. Озеро, занимающее плоское днище самой северной из котловин, названо по одноименному горько-соленому роднику, расположенному на западном склоне котловины,—Гурлюк-Куль. Н. А. Димо (1915), описывая это озеро, указывает, что оно имеет длину 6 км и ширину 2—3 км. В настоящее время озеро сохранило примерно те же размеры. Наибольшая его длина равна 5,5 км, а ширина в средней, наиболее расширенной части — 2,5 км. Расхождение с данными Н. А. Димо объясняется не изменениями в размерах

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

озера за последние 40 лет, а скорее всего либо неточностью измерений, либо тем, что озеро, в зависимости от испарения и выпадающих осадков, затопляет в большей или меньшей степени солончаковое днище котловины. Глубина озера измеряется немногими десятками сантиметров. Озеро имеет овальную форму, при этом северо-западные берега сравнительно прямолинейны, а северо-восточные и восточные — неровные, извилистые. С этой стороны к котловине подходит молодая дельта Дарьялыка, питавшего некогда озеро. Вокруг озера расположен солончак, покрывающий пологонаклонное к озеру дно котловины. Вблизи озера солончак мокрый и вязкий, выше — рыхлый и сухой. Выше солончака прослеживается терраса, ограниченная уступом высотой 1,5—2 м и имеющая пологонаклонную поверхность. Она хорошо выражена на западном склоне котловины. Вблизи родника Гурлюк-Су терраса сложена в основании озерными илами, перекрытыми дельтовыми осадками, переслаивающимися с озерными, содержащими раковины *Cardium edule*, *Dreissensia* и некоторые другие. Выше террасы идет склон, сложенный в западной части котловины коренными глинами палеогена с прослоями зеленоватого мергеля. Этот мергель близ бровки котловины выходит местами на поверхность в виде тонких плит. Иногда плиты разбиты на остроугольный, слабо обработанный щебень, из которого у северо-западного склона котловины сложены невысокие береговые валы. В районе Гурлюк-Су коренные глины перекрыты желтым крупнозернистым песком, содержащим большое количество гравия и гальки и фауну: *Theodoxus*, *Dreissensia* и обломки Cardidae. Эти пески по внешнему виду похожи на размельченный песчаник апшеронского возраста, возможно, в данном случае переотложенного. К западу и северу от котловины Гурлюк-Куль, приблизительно на 20—25 м выше озера, простирается равнина, имеющая вблизи Гурлюк-Су пухлую солончаковую поверхность, покрытую яркобелым налетом соли. Над солончаковой поверхностью выделяются частые бугры — чоколаки, увенчанные кустами тамарикса; высота чоколаков здесь 1—1,5 м, ширина у основания — 5—7 м. На северо-западных и северных склонах котловины Гурлюк-Куль низкая терраса местами исчезает; склон здесь довольно крутой, достигает высоты 10—15 м и расчленяется узкими щелевидными рытвинами и оврагами глубиной до 3 м. Некоторые овраги имеют висячее устье.

Северо-восточные и восточные склоны котловины относительно пологие, длинные, на поверхности суглинистые, расчленяемые мелкими рытвинами; местами на склоне выделяются невысокие останцы. На склоны котловины с востока и с северо-восточного конца гряды Капылар-Кыр надвигаются барханные пески, спускающиеся к солончаковому днищу котловины.

Горько-соленый родник Гурлюк-Су расположен на западном склоне котловины, на высоте около 20 м над озером. Выходит он несколькими мощными струями из слоев крупнозернистого песка — гравия, возможно апшеронского возраста, подстилаемого темнозелеными плотными глинами палеогена. Вода, выбиваясь из-под корней тамарикса, сливается в единый мощный поток, который падает пенящимися каскадами с высоты 3 м. Ниже бурный поток превращается в небольшую спокойную речку, которая, круто меандрируя, приблизительно в 1 км отсюда впадает в озеро (фиг. 6). Примерный расход воды 0,6—0,8 м³/сек, вода горько-соленая, температура ее была 15° при температуре воздуха 37°. Склоны, прилегающие к роднику, поросли густыми зарослями высокого тамарикса. Поверхность склонов покрыта пухлым солончаком с яркобелой коркой, образованной выпотами соленых вод.

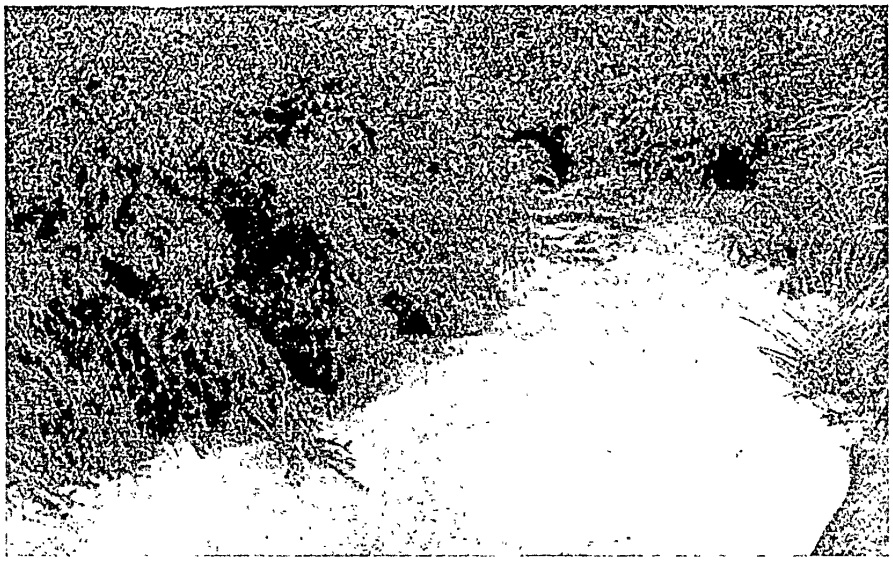
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Большой расход воды родника, огромный напор, с которым вода вырывается из-под земли, а также сосредоточие выходов воды на небольшом участке склона позволяют высказать предположение о том, что эти воды выходят из крупной трещины, возможно, тектонического происхождения.

Воды родника, впадая в озеро, поддерживают его уровень, повидимому, круглый год, при этом часть воды весной и после дождей поступает отсюда по протоку в расположенное юго-западнее оз. Капылар-Куль.

Котловина Капылар-Куль, так же, как и соединенная с нею самая южная в этой цепи котловина Сарыкамыш-Куль, имеет обширное плоское днище, покрытое озерными илистыми осадками и пластами соли. Весной



Фиг. 6. Ручей, питающийся родником Гурлюк-Су

здесь имеется тонкий слой воды. С юго-востока склоны котловин описываемых озер переходят в склоны гряды Капылар-Кыр. При этом верхние их части покрыты рядами параллельных галечниковых береговых валов, на нижних же частях галечниковых валов нет, здесь прямо на поверхность выходят коренные глины. С юга и запада котловины ограничены крутыми склонами равнинной поверхности, представляющей дно Сарыкамышской впадины.

Озеро Капылар-Куль вытянуто почти в меридиональном направлении. Оно имеет очень неправильные очертания и, сильно суживаясь посередине, как бы делится на две части: северную — сравнительно узкую и длинную, и южную — относительно широкую. Общая длина озера около 13 км; ширина северной части — 1,5 км, а южной — 5,5 км (наибольшая). Озеро Сарыкамыш-Куль несколько вытянуто в широтном направлении и имеет форму очень неправильного ромба с изогнутыми углами. Озеро простирается на 10 км в широтном направлении и на 6 км в меридиональном. На дне озера имеется пласт соли.

Вся цепочка западных озер не имеет никакой связи, ни на поверхности, ни под землей, с озерами, расположенными к юго-востоку и востоку от гряды Капылар-Кыр.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Озеро Бетендаль-Куль, так же как и Сарыкамыш-Куль,— конечное в цепи восточных озер. По характеру эти озера очень близки, с тою лишь разницей, что здесь ограничены склонами гряды Капылар-Кыр и ее южного отрога северо-западные и северо-восточные склоны котловины, а крутыми откосами равнинной поверхности дна впадины — южные и юго-восточные. Склоны гряды слабо террасированы и в верхней части покрыты рядами галечниковых валов, а в нижней — оголенные глинистые. Иногда в этой части можно наблюдать весьма маломощные озерные суглинистые и песчаные отложения с раковинами преимущественно *Cardium edule* L. На таких песчаных террасах местами растет саксаул.

Озеро имеет неправильные, несколько вытянутые в меридиональном направлении очертания. Длина его 4,5 км, а ширина — 3,5 км. От озера на юго-запад, вдоль гряды, отходит узкий и длинный залив длиной 6 км и шириной от 0,5 до 1 км. С юго-востока и востока озеро окаймлено широким (до 3 км) плоским солончаком с очень неправильными лопастными очертаниями берегов. Этот солончак также периодически покрывается водой. Дно озера имеет весьма интересное строение. Оно разбито трещинами на полигональные отдельности, имеющие в диаметре десятки и сотни метров. По трещинам выпирают валики солей высотой в несколько десятков сантиметров. Эта поверхность напоминает обычную поверхность шоров, но отличается значительно бо́льшим масштабом трещин и полигонов. В обычном шоре полигоны измеряются немногими метрами, а валики солей — сантиметрами.

На солончаке, окаймляющем озеро с востока, перед устьем протока, впадающего в озеро, наблюдается небольшой конус выноса. Проток, расчленяющий южное окончание южного отрога гряды Капылар-Кыр, описанный в работе Н. А. Димо (1915) под названием Бал-Булак, имеет характер плоскодонной балки глубиной 10—15 м, на склоне которой наблюдаются террасы. Общая длина его 5 км. Начинается проток от цепи солончаков, ограничивающих гряду Капылар-Кыр и ее южный отрог с востока. Солончаки, расположенные к востоку от гряды, занимают плоские днища глубоких котловин, соединенных между собой широкими протоками. Наиболее пониженные части днища котловин заняты временными соляными озерами и пластами солей. С востока котловины ограничены дельтами Дарьялыка и его протоков. Таким образом, эта цепь котловин занята конечными озерами и солончаками, куда до последнего времени сбрасывались как речные, так и поверхностные и подземные воды, стекавшие с дельтовой равнины. Подземные и поверхностные временные воды продолжают питать эти озера и сейчас. О наличии довольно значительного поверхностного стока на восточном склоне Сарыкамыша свидетельствуют многочисленные рытвины и овраги глубиной до 3 м, расчленяющие склоны котловины. Всего в пределах восточных солончаков можно выделить три периодически существующие озера.

Самое северное озеро — наиболее крупное; оно занимает все днище глубокой котловины, ограниченной со всех сторон высокими и сравнительно крутыми склонами. Мы предлагаем называть это оз. Топиаташ-Куль — по наименованию северного конца гряды Капылар-Кыр, которое называлось, как об этом упоминает И. П. Герасимов (1940), Топиаташ-Кыр. Дно котловины Топиаташ-Куль, занятое слоями соли и озерных илов с прослоями гипсов, имеет абсолютные отметки около 40 м ниже ур. м. На высоте примерно 20 м над дном выделяется терраса, сложенная на западном склоне котловины песчано-суглинистыми отложениями того же типа, что и дельтовые осадки Дарьялыка, распространенные на восточ-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ном склоне котловины. В этих отложениях, залегающих на размытой поверхности коренных палеогеновых глин, встречается большое количество парных створок раковин *Cardium edule*, *Dreissensia* и мелких *Gastropoda*. Поверхность террасы, слабо наклонная в сторону дна,— глинистая, такырная.

Терраса, так же как и прилегающие склоны, расчленяется многочисленными мелкими оврагами и рытвинами. На склоне встречаются невысокие береговые песчано-глинистые валы и отмели. Такой вал, высотой 1—1,5 м, хорошо прослеживается на северном и восточном склонах котловины. Западные и северные склоны котловины, также имеющие плотную такырную поверхность, покрыты барханными песками, спускающимися местами до самого дна и поднимающимися на гребень гряды Капылар-Кыр и на поверхность дельтовой равнины, примыкающей к котловине с востока. Вдоль восточного склона котловины на уровне низкой дельтовой равнины прослеживается увал, восточнее которого в юго-западном направлении тянется широкая пологосклонная ложбина, впадающая в расположенную южнее солончаковую котловину.

У южного конца солончаковое дно котловины Топпаташ-Куль соединяется с плоским солончаком, в южной, наиболее пониженной части которого расположено небольшое, почти круглое озеро, имеющее в поперечнике 2 км. На его дне залегают озерные илы, переслаивающиеся с тонкими прослоями гипса и соли. Аналогичное соляное озеро расположено в 2 км южнее. Оно является последним в цепи восточных озер, и далее к югу тянется солончак, имеющий весьма неправильные очертания. От его южного конца начинается проток Бал-Булак, охарактеризованный выше.

Кроме этих крупных солончаков и озер, в группе центральных Сарыкамышских озер встречается довольно много солончаковых котловин, имеющих в поперечнике не более 1—2 км. Такие котловины находятся у юго-западного конца оз. Капылар-Куль, к северу и востоку от оз. Бетендаль-Куль, к югу и северу от протока Бал-Булак и в других местах. Несколько более крупных котловин с солончаковыми плоскими днищами расположены к югу от оз. Бетендаль-Куль. От всех этих солончаков в сторону центральных Сарыкамышских озер идут сухие русла-протоки, указывающие на то, что дно мелких котловин периодически покрывается водой, которая стекает отсюда в озера, расположенные ниже.

В заключение необходимо отметить, что все центральные Сарыкамышские озера можно называть озерами только условно. Дно их покрыто очень тонким слоем воды, получаемой как от поверхностного временного стока, так и за счет подземного питания. В жаркое время года эта вода почти полностью испаряется и на дне котловин остается белый слой соли; сохраняется вода, быть может, только в оз. Гурлюк-Куль, питаемом мощным горько-соленым родником. Но в то же время наличие хорошо развитых на склонах котловин галечниковых валов и песчаных отмелей, а также аккумулятивных террас свидетельствует о том, что еще сравнительно недавно котловины были заполнены озерами; при этом на последних этапах, когда уровень озер сильно понизился и они обособились, а вода из протоков Дарьялыка поступала только в восточные котловины, соединение между озерами осуществлялось по хорошо сохранившимся и в настоящее время протокам. Состав террасовых отложений и особенно террасы, расположенной на высоте примерно 20 м над дном котловин Гурлюк-Куль и Топпаташ-Куль, говорит о том, что в период формирования этих террас сюда приносились дельтовые осадки Дарьялыка. Характер озерных отложений, слагающих дно котловины, позволяет говорить о том, что режим

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

озер был непостоянным: существовали периоды, когда озера были многоводными и сравнительно опресненными и здесь шло накопление суглинков, супесей и илов, но были и такие периоды, когда соленость озер настолько возрастала, что происходила садка гипса. Во время, предшествовавшее образованию гипсовых прослоев, и непосредственно после него происходило сильное развитие моллюсков *Cardium edule*. Этот моллюск встречается здесь всюду на поверхности склонов и террас и почти во всех озерных отложениях, но количество и характер распространения раковин бывают разными. В некоторых прослоях *Cardium edule* встречен не был. На верхних частях склонов раковины *Cardium edule* встречаются сравнительно редко и чаще всего вместе с *Dreissensia* и некоторыми другими. На нижних частях склона *Cardium edule* часто покрывает поверхность сплошь, и других раковин здесь уже почти нет.

Интересно также обратить внимание на распространение береговых галечниковых валов, встречающихся почти исключительно на верхних частях склонов гряды Капылар-Кыр и ее отрогов. На нижних частях склонов и на склонах, противоположных гряде, обычно встречаются только очень невысокие песчано-глинистые валы. Это говорит о том, что галечниковые валы формировались только в период, когда площади озер были еще сравнительно крупными, а как только уровень их понизился и они разбились на ряд менее значительных озер, образование крупных галечниковых валов прекратилось. Кроме того, возникновение валов преимущественно в районе гряды можно объяснить и тем, что, с одной стороны, здесь был материал для образования гальки, а с другой, характер течений и волноприбойной деятельности был таков, что именно здесь могли образовываться эти аккумулятивные формы.

Кроме района гряды Капылар-Кыр, береговые галечниковые валы встречаются в краевой зоне Сарыкамышской впадины, в верхних частях ее склонов. Они опоясывают всю впадину, свидетельствуя о том, что некогда она была заполнена озером. Галечниковые валы встречаются чаще всего в виде широких (до 300 м) полос, в которых отдельные валы расположены параллельно друг другу и повторяют изгибы склона, увеличиваясь в количестве на пологих склонах и уменьшаясь на крутых. Вблизи чиников валы исчезают и здесь, в нижней части стенки обрыва, можно встретить иногда абразионные ниши, заполненные галечником. Валы обычно бывают неодинаковой высоты — от 0,5 до 2—3 м; чаще всего они последовательно повышаются по мере повышения склона. Иногда, как это наблюдается на севере Сарыкамыша, наиболее высокий вал расположен посредине, а по обе стороны от него идут постепенно понижающиеся валы. Количество валов, приуроченных к одной полосе, достигает местами 10—15. Таких полос на склонах Сарыкамышской впадины несколько.

Такие же галечниковые валы распространены и во впадине Ассаке-Аудан, где они сосредоточены преимущественно в краевой зоне впадины, вблизи коренных склонов.

Солончаковые котловины с временными соляными озерами, отложениями солей и солончаками встречаются, кроме центральной части Сарыкамыша, и в других местах, но преимущественно в пределах дна. Одна из таких котловин, расположенная под чиником Устюрта к северу от мыса Чал-Бурун, описана И. П. Герасимовым (1940), который сообщает, что солончаковое дно котловины имеет абсолютную отметку 13 м ниже ур. м. Тянется оно узкой полосой (1—3 км шириной) вдоль чиника и постепенно поворачивает на запад, где расширяется и разветвляется к югу целой системой заливов. С западной стороны над солончаком поднимается крутой склон высотой 10—15 м.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Аналогичная солончаковая котловина, имеющая те же отметки, расположена у западного чинка Устюрта, к северу от Агиныша. Длина этого солончака 10—15 км, а ширина — 1—2 км. Солончак покрыт тонким налетом белых солей, окружен слабо наклонными затакыренными склонами, сложенными тонкими озерными мергелистыми осадками, на которых развиты чоколаки, достигающие у южного конца солончака высоты 1—1,5 м. На этой такыровой поверхности широко развиты суффозионно-карстовые процессы, приводящие к формированию многочисленных глубоких и узких трещиновидных просадок. Выше этой поверхности идут более крутые склоны следующей, более высокой террасы.

В восточной части Сарыкамышской впадины, в уроч. Мерген-Ишан, расположена еще одна котловина, на дне которой имеются озеро и солончак. Озеро, овальной формы, вытянутое в широтном направлении, находится в западной, наиболее пониженной части котловины. Дно его залегает на отметках 20 м ниже ур. м; в западной части оно покрыто пластом соли, поверх которого стоит тонкий слой воды. Озеро окружено обширным пухлым солончаком, покрытым выцветами солей. Плоское дно восточной части котловины занято вытянутым также в широтном направлении солончаком, покрытым тонким налетом белых солей.

К югу от этого солончака расположен еще один, соединенный с ним протоком солончак, вытянутый в меридиональном направлении. На нем также имеются выцветы белых солей. Вода, стекающая после дождей со склонов котловины и особенно с восточного склона Сарыкамышской впадины, периодически затопляет эти солончаки, а часть вод стекает в расположенное ниже озеро, где и происходит накопление солей. Северный склон котловины, довольно крутой и высокий, покрыт барханными песками. Южный склон ниже, и на нем выделяются две террасы. Нижняя терраса возвышается над наклонной поверхностью солончака на 1—2 м. На ее слабо наклонной песчаной поверхности много раковин *Cardium edule*, *Dreissensia*, *Theodoxus* и мелких *Gastropoda*.

Выше расположен уступ (высотой 1—1,5 м) следующей террасы; вдоль бровки уступа прослеживаются банки раковин *Dreissensia* и *Cardium edule*, приуроченные к тонкому слою супесей, залегающих на коренной палеогеновой глине. На поверхности этой террасы встречаются отдельные глыбы известняков сармата величиной до 20 см и более мелкие, слабо обработанные обломки изверженных и метаморфических пород, а также гравий и галька этих же пород. Все они принесены сюда протоками Аму-Дарьи, либо вымыты и переотложены из более древних отложений апшерона. Выше идет очень пологий склон, переходящий в равнину, представляющую собой дно Сарыкамыша.

Кроме охарактеризованных, ясно выраженных в рельефе солончаковых и озерных котловин, в пределах дна Сарыкамышской впадины широко развиты солончаки, занимающие обширные, менее четко выраженные понижения. Большое распространение солончаков связано здесь в первую очередь с выходами на поверхность дна впадины соленосных палеогеновых глин, которые лишь местами бывают перекрыты маломощными озерными отложениями. Эти участки обычно опесчанены, менее засолены и на них встречается саксаул и другая растительность пустынь.

В понижениях, там, где очень близко от поверхности или непосредственно на ней залегают коренные глины палеогена, встречаются весьма характерные формы микрорельфа в виде полых гипсовых микрокуполов. Форма их обычно вытянутая, овальная, размеры не превышают 1—2 м в длину и 0,5 м в высоту. Такие же микрокупола распространены и в западной части Сарыкамыша, на более высоком уровне, вблизи чинка и опять

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

там, где близки к поверхности палеогеновые или миоценовые гипсоносные глины. Здесь иногда можно встретить валики длиной в несколько метров и шириной примерно около 0,3—1 м, вытянутые вдоль трещин в глинах, выполненных гипсом. Такие же микроформы встречаются в аналогичных условиях и в котловине Шорджа. Образование этих форм микрорельефа можно, повидимому, объяснить деформацией прослоев гипса в палеогеновых глинах, претерпеваемой ими в связи с процессами метаморфизации, которым гипс подвергается, выходя на поверхность. Эти микроформы полностью исчезают там, где гипсоносные глины перекрыты другими отложениями.

Вблизи от участков, сложенных глинами палеогена, и несколько выше их часто встречаются поверхности, покрытые россыпями щебня из светло-серого мергеля, залегающего обычно в виде прослоя в верхней части палеогена. На относительно более повышенных участках и по окраине дна впадины расположена равнина, сложенная озерными илисто-мергелистыми, песчаными и суглинистыми маломощными отложениями. Здесь широко распространены прикустовые бугры — чоколаки; наиболее крупные из них имеют высоту до 2,5—3 м, а ширину у основания —до 5—10 м. Местами на уплотненной затакыренной поверхности встречаются небольшие массивы грядово-кучевых песков с кустами саксаула. Довольно значительно распространены здесь также плоские поверхности, покрытые уплотненными песчаными отложениями с галькой и щебнем.

На этих относительно повышенных поверхностях распространены раковины *Dreissensia*, *Theodoxus*, *Cardium edule* и др. Количество раковин *Cardium edule* резко возрастает книзу и в понижениях становится преобладающим.

Характер Сарыкамышской впадины на более высоких уровнях постепенно меняется. Здесь, в зависимости от высоты над дном, выделяются следующие поверхности, которые условно могут быть названы зонами.

Выше днища впадины, в основном солончакового (на отметках примерно от 10—15 до 35—40 м над ур. м.), идет слабо наклонная равнина, сложенная тонкими серовато- и зеленовато-белыми озерными мергелистыми осадками. Поверхность здесь большей частью пылеватая, рыхлая и пухлая, на отдельных участках она плотная, с характерным такырным растрескиванием. Здесь широко развиты суффозионно-карстовые явления, приводящие к образованию небольших по размерам, но глубоких просадок. Местами поверхность довольно сильно опесчанена или покрыта галькой и щебнем. Иногда на такырной равнине встречаются навеянные мелкие песчаные бугры. Нередки здесь также массивы песков, чаще всего с мелкогрядовым рельефом. Из фауны здесь преобладают раковины *Theodoxus*, *Dreissensia*, реже — *Lymnaea*. К этой зоне приурочены наиболее густые заросли саксаула и другой кустарниковой и травянистой растительности. Здесь же встречаются и следы древней ирригации. Земли этой зоны наиболее благоприятны для сельскохозяйственного освоения.

Выше, на отметках примерно 40—50 м над ур. м., расположена следующая зона. Она представлена преимущественно песчаной и песчано-щебнисто-галечниковой равнинами с береговыми галечниковыми валами и отмелями, опоясывающими всю впадину.

В юго-восточной, южной и западной частях впадины на этих уровнях наблюдаются выходы коренных пород, главным образом известняков и мергелей миоцена, образующих обширные каменистые равнины. Песчаные равнины имеют здесь расчлененный эоловый, барханный, грядовый и бугристый рельеф и зарастают саксаулом и травянистой растительностью. Пес-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

чано-щебнисто-галечниковые и каменистые равнины имеют плоский нерасчлененный рельеф и зарастают на больших пространствах почти сплошь мхом *Tortula desertorum*, что придает их поверхности почти черный цвет. Здесь встречаются многочисленные раковины *Dreissensia* и в меньшем количестве — *Theodoxus*, *Lymnaea*, *Planorbis* и др. Хорошо окатанная галька и щебень состоят преимущественно из известняков и мергелей сармата и в меньшем количестве — из изверженных метаморфических и других пород.

Щебнисто-галечниковые участки приурочены чаще всего к несколько более высоким уровням, чем песчаные бугристые равнины, и бывают связаны с выходами коренных пород сармата или песчаников и конгломератов апшерона, который встречается на этой поверхности в виде отдельных мелких останцов и крупных глыб.

Наиболее значительные выходы отложений апшерона наблюдаются здесь на гряде, расположенной в юго-западной части Сарыкамыша, на отметках приблизительно в 50 м. Начинается гряда в 18 км к югу от Агиныша и прослеживается на 10—12 км на юго-восток. Относительная ее высота над окружающей равниной — около 5—10 м в северной части и до 20—25 м на юге, где она поднимается над дном солончаковой котловины. Толща песчаников и конгломератов апшерона, разбитая на крупные глыбы, сглаженные волноприбойной деятельностью более поздних озер, перекрывает вершину гряды и опускается на ее склоны, как бы бронируя гряду и предохраняя ее от разрушения. Эта гряда очень напоминает по своему строению гряду Каныlар-Кыр: на ней также можно увидеть галечниковые береговые валы и отмели верхнечетвертичных озер.

В наиболее высоких краевых частях этой зоны, местами на ровной и бугристой песчаной поверхности, начинают появляться вначале низкие, а потом более высокие песчаные гряды.

Расчлененный песчано-грядовый рельеф, образованный светлосерыми песками с пресноводной фауной *Lymnaea*, *Planorbis*, *Dreissensia*, *Anodonta*, наиболее широко развит в южном заливе Сарыкамыша, расположенном в северной половине Верхне-Узбойского коридора.

Охарактеризованные изменения поверхности склонов впадины довольно хорошо выдерживаются по всем склонам Сарыкамыша. Однако в разных частях впадины для одной и той же зоны наблюдаются довольно значительные колебания как в отношении уровней залегания зоны, так и литологического состава распространенных осадков.

Описанные озерные отложения встречаются не только в пределах указанных зон; они на тех или иных уровнях лишь достигают преимущественного развития. Например, серовато-белые мергелистые озерные осадки покрывают наибольшие площади на отметках от 15 до 35 м, но встречаются и в пределах дна, слагая относительно повышенные его участки, а также среди песчаных гряд верхней зоны, где они выстилают наиболее пониженные пространства межгрядовых понижений на юге, отмечая места озерных заливов низкого стояния Сарыкамышского озера первой стадии. Точно так же, как при преимущественном развитии песчаных отложений в верхних зонах, отдельные массивы песков можно встретить во всех зонах.

Значительные отличия наблюдаются и в строении разных склонов Сарыкамышской впадины. Так, на западном склоне Сарыкамыша непосредственно под чинком Устюрта и вдоль него тянется абразионная озерная терраса, сложенная коренными породами — известняками и мергелями миоцена или глинами палеогена. Здесь встречаются останцы, крупные глыбы обвалов чинка, местами — тонкий слой галечника или песка и

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

галечниковые валы. Несколько ниже расположена песчано-галечниковая терраса, имеющая либо ровную уплотненную поверхность (поросшую *Tortula desertorum*) с тонкой глинистой коркой и с россыпями гальки и щебня, либо песчаную поверхность с мелкобугристым эоловым рельефом и пятнами галечника среди песчаных бугров. Здесь всюду встречаются выходы песчаников и конгломератов апшерона. Еще ниже расположена слабонаклонная плоская равнина, сложенная серовато-белыми озерными мергелистыми осадками с характерными просадочными суффозионно-карстовыми формами рельефа. На этой террасе всюду встречаются следы древней ирригации.

Эти поверхности имеют в разных местах западного склона различную ширину и не везде полностью выдерживаются. Иногда равнина, сложенная озерно-мергелистыми осадками, почти подходит к чинку, иногда же отходит от него на большое расстояние. Местами, как, например, у Агиныша, непосредственно перед чинком расположена песчано-галечниковая терраса с бугристо-эоловым рельефом и невысокими береговыми галечниковыми валами.

Характер восточного склона Сарыкамышской впадины довольно сильно меняется. Отмеченная для западного склона последовательность в расположении разных поверхностей выдерживается в общих чертах лишь в юго-восточной части впадины. Севернее же здесь преобладают глинистые такырные поверхности, сложенные преимущественно аллювиально-дельтовыми осадками древней Аму-Дарьи. Местами эти осадки переслаиваются с озерными отложениями, подстилают и перекрывают их. На некоторых участках эти глинистые поверхности довольно сильно расчленены оврагами и рытвинами. На значительном протяжении восточные склоны перекрыты перевеваемыми барханами и грядовыми песками. Большую роль в строении восточного склона играют также молодые дельты Дарьялыка, Даудана и их притоков, расположенные в нижней части склона впадины; они образуют обширные низкие такырные равнины, окаймленные солончаками, приуроченными ко дну впадины.

Характерную особенность восточного склона составляют также многочисленные русла древних протоков Аму-Дарьи, впадавших некогда в Сарыкамышское озеро. Эти протоки имеют различную величину и заканчиваются на разных уровнях склона; некоторые из них, действовавшие в наиболее позднее время и следовавшие за понижавшимся уровнем озера, пересекают весь склон до уровня дна впадины и имеют глубокие каньонообразные долины. Наиболее крупные из них — каньоны Дарьялыка и одного из притоков Даудана. Расположен этот последний каньон к западу от котловины Тюнюклю, в 45 км к юго-юго-востоку от мыса Чал-Буруп, и расчленяет склон на протяжении 6 км. По строению он очень похож на каньон Дарьялыка, но отличается от него меньшими размерами. В противоположность этому часть русел выражена в рельефе плохо, что объясняется, повидимому, как более слабым первоначальным их врезанием, так, возможно, и более поздним их выполнением осадками.

Большой интерес представляет самый южный проток — Канга-Дарья, имеющий широкое, сильно меандрирующее русло со следами недавних течений. Это русло подмывает южные чинки возвышенности Канга-Кыр, а ниже ее начинает дробиться на более мелкие, веерообразно расходящиеся русла. Проток Канга-Дарья функционировал, когда Сарыкамышское озеро находилось на отметках от 58 до 50 м над ур. м., и накопил на этом уровне обширные дельты, простирающиеся теперь к северу от возвышенности Зенги-Баба и к западу от Кага-Кыр в виде такырной слабо наклонен-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ной на запад равнины с многочисленными каками[1] Еды-Хауз. Поверхность последней дельтовой равнины местами, особенно в северной части, покрыта галькой и слабо окатанным щебнем из известняков и мергелей миоцена, что указывает на интенсивное подмывание и разрушение возвышенности Канга-Кыр и других останцов, сложенных коренными породами, мимо которых проходил этот проток.

Вообще геоморфологическое строение восточного склона Сарыкамышской впадины представляет особый интерес. Более детальное изучение распространения здесь озерных отложений и соотношения их залегания с аллювиально-дельтовыми наносами в вертикальном и в горизонтальном направлении позволит окончательно решить вопрос о колебаниях уровня Сарыкамышского озера, его границах, а также о времени функционирования и исчезновения тех или иных протоков Аму-Дарьи.

Южный склон Сарыкамышской впадины, наиболее пологий, представляет собой обширную, слабо наклоненную на север равнину. Он также обладает рядом специфических особенностей и, в частности, отличается тем, что здесь максимальные стояния Сарыкамышского озера, заходившего глубокими заливами на юг, оставили после себя не абразионные поверхности, как под чиником на западе, и не глинистые такырные равнины, как на востоке, а обширные песчаные равнины с грядовым эоловым рельефом.

Озеро с более низким стоянием уровня (50—54 м над ур. м.) накопило здесь тонкие серовато-белые мергелистые осадки, залегающие узкими полосами по межгрядовым понижениям. Как уже отмечалось, всюду в других местах Сарыкамыша эти же осадки распространены на более низких уровнях, не превышающих 40—45 м. К особенностям территории южного залива Сарыкамыша нужно отнести и существование здесь русел-протоков, выработанных по межгрядовым понижениям в толще озерных мергелистых осадков и указывающих на существование здесь стока озерных вод на юг. Эти русла-протоки в северной части расположены на абсолютных высотах 50—52 м; позднее они повторно затоплялись средневековым Сарыкамышским озером, оставившим на их склонах тонкий слой осадков, насыщенных растительными остатками и, в нижней части склона, раковинами. Более подробно геоморфология района южных заливов Сарыкамыша была охарактеризована в наших прежних работах (Кесь, 1939, 1952).

В заключение необходимо отметить, что и здесь, так же как и на дне впадины, встречаются отдельные замкнутые котловины. Наиболее крупные из них — котловина так называемого озера Тюнюклю и котловины, расположенные в юго-западной части Сарыкамыша.

Котловина Тюнюклю, описанная впервые А. И. Глуховским (1893), расположена в верхней части восточного склона впадины, на высоте около 40—50 м над ур. м. Эта широкая, плоскодонная, слабо вытянутая с северо-востока на юго-запад котловина имеет в поперечнике около 8 км в одном направлении и около 4 м в другом. Ее очень пологие склоны покрыты следами многочисленных уровней стояния озер. Дно котловины залегает на высоте около 40 м над ур. м. Следы стояний озер на склонах котловины указывают на то, что здесь еще недавно было озеро, которое питалось одним из протоков Даудана, оканчивавшихся в этой котловине.

В северной части котловины сохранилось русло протока, вытекавшего из оз. Тюнюклю на запад. Западнее котловины Тюнюклю проток резко врезался в склон Сарыкамышской впадины и образовал глубокий каньон,

[1] Искусственные ямы для сбора дождевых вод.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

о котором упоминалось выше. Перед устьем каньона в пределах дна впадины формировалась дельта, теперь представляющая собой такырную равнину, в южной части перекрытую барханными песками.

Вторая крупная котловина расположена в юго-западной части Сарыкамыша на высоте 30 м над ур. м. Эта котловина, также имеющая почти округлые очертания, несколько вытянута параллельно чинкам впадины,— с северо-запада на юго-восток. Склоны котловины очень пологие, сложены серовато-белыми озерными мергелистыми осадками: на них прекрасно сохранилась древняя ирригационная сеть. Дно котловины плоское, солончаковое, имеет очень слабо выраженный уклон на север. Южная часть, относительно более повышенная и менее засоленная, поросла саксаулом, среди которого много погибших деревьев, торчащих в виде крупных сухих стволов. Солончаковое дно котловины здесь пухлое, с характерным полигональным растрескиванием. В центральной части дно оголено, а на севере его находится небольшое овальное озерцо, дно которого покрыто белым налетом соли. С северо-восточной стороны котловины расположена охарактеризованная выше гряда, сложенная отложениями апшерона.

К юго-востоку от этой котловины находится еще одна, меньшая по размерам котловина, имеющая плоское дно, покрытое белыми выцветами солей. Периодически она затопляется тонкими слоями воды, образующимися в основном за счет поверхностного стока дождевых вод.

Более мелкие замкнутые котловины с солончаковым дном встречаются и в других местах на высоких поверхностях Сарыкамыша, но преимущественно в южной его части.

Таким образом, на основании приведенного весьма краткого обзора видно, что рельеф Сарыкамышской впадины достаточно разнообразен и свидетельствует о длительном и сложном его развитии.

После характеристики Сарыкамышской впадины остановимся очень кратко на описании основных черт рельефа Присарыкамышской дельты Аму-Дарьи и долины Дарьялыка, формирование которых происходило одновременно и в непосредственной связи с формированием рельефа Сарыкамыша. Вследствие этого изучение геоморфологии Присарыкамышской дельты и долины Дарьялыка даст много нового для освещения вопросов палеогеографии Сарыкамыша.

Аллювиально-дельтовая равнина древней Аму-Дарьи, или, как ее чаще называют, Присарыкамышская дельта Аму-Дарьи, тянется к востоку от Сарыкамышской впадины. На севере она ограничена чинками Устюрта, на юге — песчаной возвышенной равниной — Заунгузскими Кара-Кумами, а на востоке — долиной Аму-Дарьи.

Она имеет общий слабо выраженный уклон от Аму-Дарьи на юго-запад, к Сарыкамышу, и на протяжении 150 км снижается от отметки 80 м над ур. м. в районе Аму-Дарьи до 50 м близ восточных склонов Сарыкамышской впадины. Над равнинной поверхностью дельты возвышается на 30—40 м группа столообразных останцов: Бутен-Тау, Туз-Кыр, Тарым-Кая, Канга-Кыр, Зенги-Баба и др. Сложены они третичными отложениями и ограничены, преимущественно с южной и юго-западной стороны, почти вертикальными обрывами.

Характерно для аллювиально-дельтовой равнины то, что ее поверхность почти сплошь испещрена следами меандрирования речных русел и протоков и пересечена рядом долин староречий, тянущихся от Аму-Дарьи в сторону Сарыкамыша. Наиболее крупные из них и лучше других сохранившиеся — это долины Дарьялыка, Даудан и Канга-Дарья. Вос-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

точная часть равнины изрезана густой сетью каналов и арыков как современной, так и древней ирригации.

Равнина сложена мощной (от 30 до 80 м) толщей рыхлых песчано-глинистых отложений. Первоначальный равнинный аккумулятивный рельеф теперь довольно резко видоизменен господствующими здесь разнообразными субъаэральными процессами, в первую очередь — эоловыми.

Наиболее распространенные типы рельефа здесь следующие.

1. Плоские глинистые равнины — такыры, сложенные либо мощным слоем глин, либо сравнительно небольшим слоем (0,5—1 м) суглинка или глины, подстилаемой песком. Развиты относительно более широко в северной части Присарыкамышской дельты.

2. Плоские супесчано-песчаные равнины с мелкобугристым микрорельефом и местами с суффозионно-карстовым рельефом. Здесь господствуют начальные стадии развевания и накопления, обычно вокруг кустов или песчаных бугорков высотой до 0,5 м.

3. Расчлененные песчаные равнины с бугристым и мелкоостанцовым рельефом — районы интенсивного развевания, имеющие форму обширных котловин выдувания неправильных очертаний, глубиною до 3—4 м, с неровными терраспированными склонами. Микротерраски на склонах образуются на выходах тонких глинистых прослоек, где процессы выдувания несколько задерживаются. Близ склонов и внутри котловин часты мелкие останцы — остатки неразвеянной равнины.

4. Массивы песков, преимущественно с барханным и бугристо-барханным рельефом. Это — районы интенсивного навевания песков, выносимых из котловин выдувания. Массивы песков расположены вблизи от котловин выдувания с подветренной стороны и вдоль долин староречий. Высота барханов колеблется от 1 до 5 м, редко больше. Пески обычно оголенные, подвижные, по местами, по склонам и в понижениях, встречаются редкие кусты саксаула. Наиболее широко массивы барханных песков развиты в западной части дельтовой равнины, откуда переходят и на восточные склоны Сарыкамышской впадины. В южной части Присарыкамышской дельты они также встречаются относительно чаще, чем в северной.

Таким образом, типы рельефа аллювиально-дельтовой равнины в значительной степени обусловлены литологическим характером слагающих ее осадков и длительностью послеречного развития. Различие в литологии связано с распределением водных потоков и озерных разливов в период формирования дельты. Вблизи от потоков обычно откладывались пески, поэтому массивы эоловых песков, как правило, приурочены к долинам Даудана, Дарьялыка и других протоков, иногда слабо выраженных в рельефе. Долины на многих отрезках пересыпаны песками. Глинистые равнины шире распространены на междуречных пространствах и в местах бывших озерных разливов.

Долина Дарьялыка (Куня-Дарья) образована протоком Аму-Дарьи, продолжавшим функционировать позднее всех других протоков, впадавших в Сарыкамышское озеро и получивших в связи с этим ряд специфических особенностей, отличающих его от других староречий. Начинался этот проток в районе г. Ташауза и вначале направлялся отсюда на северо-запад, а затем, вблизи от Купя-Ургенча, поворачивал на запад и, следуя в этом направлении, впадал в Сарыкамышское озеро.

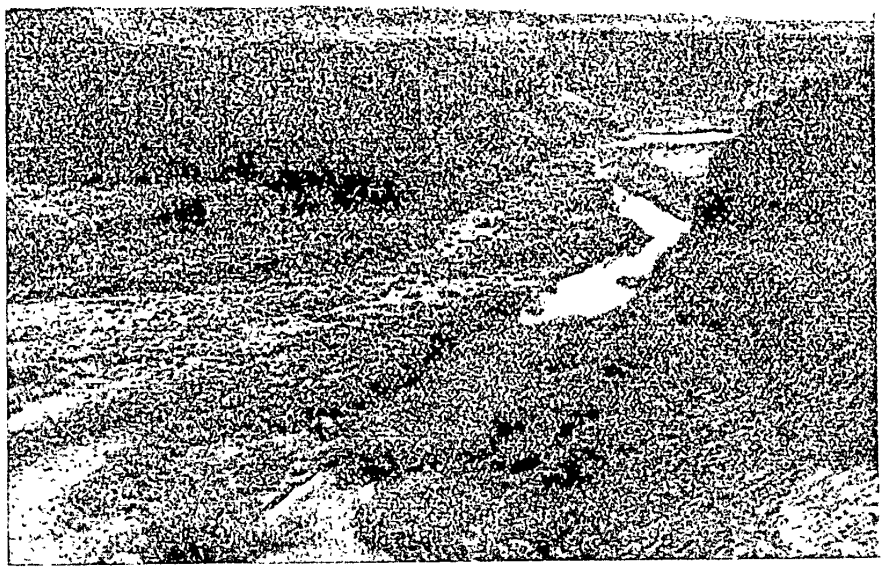
В верховьях и средней части долина Дарьялыка выражена в рельефе сравнительно плохо. Местами, особенно близ Аму-Дарьи, она почти полностью выполнена аллювием и сохраняет форму едва прослеживающейся ложбины, местами же она засыпана песком, и на месте долины

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

возвышаются песчаные бугры и барханы. Выше и ниже таких участков склоны долины значительно преобразованы процессами эрозии и дефляции, вследствие чего долина очень расширена и имеет неправильные очертания.

В районе Бутен-Тау и ниже по течению характер долины Дарьялыка резко меняется. Она начинает постепенно углубляться, склоны ее становятся обрывистыми, а в районе Декча — Кара-Шейх долина принимает форму каньона. У мыса Ер-Бурун глубина ее 10—15 м, а между мысами Декча и Чал-Бурун достигает 60 м при ширине дна в несколько десятков метров (фиг. 7). Русло во многих местах заполнено водой, и тогда здесь



Фиг. 7. Каньон Дарьялыка между мысом Декча и Кара-Шейхом

образуются соленые озера. Склоны каньона местами террасированы. Террасы чаще всего связаны с выходами более плотных глинистых слоев среди песков. Но, кроме денудационных террас, здесь встречаются и речные террасы, выдерживающиеся по высоте и имеющие тонкий слой аллювия, представленного галечником и песками (фиг. 8). Эти галечники могли быть принесены на террасы только водами Дарьялыка с участков долины, расположенных выше по течению, так как в толще, слагающей склоны каньона и прилегающую равнину, галечники не встречаются, кроме короткого отрезка долины у мыса Декча, где Дарьялык подмывает чинк Устюрта. Ширина террасовых поверхностей обычно не превышает нескольких десятков метров (иногда 10—20 м). Высота над руслом террас с галечниковым покровом в районе Декча — 7—8, 13—15, 19—20 и 29—30 м. Почти вдоль всего каньона хорошо выражена пойменная терраса на высоте 1—2,5 м. Она также прикрыта галечником, а в низовьях каньона в ней встречается *Cardium edule* L., на что впервые обратил внимание А. Д. Архангельский (1931). Близ Кара-Шейха эти раковины были встречены и на оползневом склоне на высоте 10—15 м над руслом,

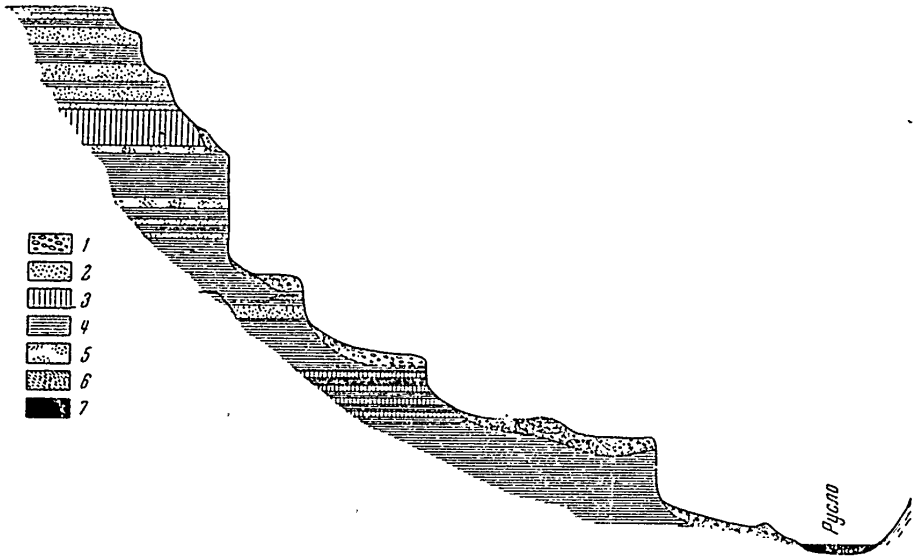
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

что указывает на подтопление низовьев Дарьялыка во время вторичного, более позднего заполнения Сарыкамышской впадины водой.

На протяжении почти всего каньона и в особенности на участке Декча — Кара-Шейх развиты оползни как современные, так и древние, погребенные под толщей аллювия Аму-Дарьи и вскрытые позднее Дарьялыком. Оползни приурочены к выходам коренных пород палеогена и миоцена, прослеживающихся на небольшом участке долины и протягивающихся, очевидно, вдоль оси Шорджинской антиклинали.

В приустьевой части Дарьялыка, там где он спускается в Сарыкамышскую впадину до высоты над уровнем моря, близкой к 0 м, склоны



Фиг. 8. Схематический профиль через левый берег долины Дарьялыка в низовьях:
1 — галька; *2* — песок; *3* — алеврит; *4* — суглинки; *5* — песок слоистослоистый; *6* — делювий; *7* — вода

долины снова снижаются, в долине появляются пески, которые на отдельных отрезках полностью пересыпают Дарьялык. Единое русло распадается на протоки, которые в приустьевой части имеют глубину 1—2 м и ширину 3—5 м. Здесь почти всюду русло сопровождается барханными песками, которые резко выделяются среди окружающей плоской равнины низкой дельты Дарьялыка.

От основной долины Дарьялыка ответвляются крупные русла-протоки, которые имеют самостоятельные долины и прослеживаются до Сарыкамышской впадины. Один из таких протоков отделяется от Дарьялыка в 20 м восточнее Бутен-Тау, обходит эту возвышенность с юга и заканчивается в верхней части впадины, в 15 км западнее Бутен-Тау. Второе аналогичное русло, названное Кичкине-Дарья, отделяется от Дарьялыка в районе Ер-Бурун и, сильно меандрируя, идет параллельно основной долине, непосредственно к югу от нее. Заканчивается оно примерно в средней части восточного склона Сарыкамышской впадины; оно также значительно менее врезано и имеет меньшие размеры, чем основная долина Дарьялыка. Все это указывает на то, что эти русла-протоки представляли собой отдельные дельтовые рукава и прекратили

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

свое существование значительно раньше основного русла, когда оз. Сарыкамыш стояло еще на сравнительно высоком уровне, а каньон Дарьялык лишь начал врезаться.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения в пределах Сарыкамышской впадины имеют весьма небольшую мощность, которая возрастает лишь в различного рода понижениях. Эти отложения выполняют неровности древнего рельефа. В пределах Присарыкамышской дельты Аму-Дарьи мощность четвертичных отложений резко возрастает и достигает на отдельных участках 80 м.

Среди четвертичных отложений района можно выделить четыре генетических типа, из которых два являются основными: озерные и аллювиально-дельтовые. Аллювиально-дельтовые осадки в период их формирования отлагались как на суше, так частично и под уровнем озера. В последнем случае эти отложения иногда переслаиваются с озерными и потому могут быть выделены в группу озерно-аллювиально-дельтовых осадков. Кроме того, здесь выделяются эоловые отложения, образовавшиеся в результате перевевания упомянутых выше четвертичных осадков и более древних — третичных — отложений.

О з е р н ы е о т л о ж е н и я состоят в основном из двух серий: более древних, распространенных по всей впадине, и более молодых, сосредоточенных в пределах отдельных замкнутых глубоких котловин. Первые в свою очередь могут быть подразделены на более древние, состоящие в основном из светлосерых мелкозернистых песков, приуроченных преимущественно к периферическим, наиболее высоким частям впадины, и более поздние, состоящие из серовато-белых мергелистых мучнистых суглинков и тонких озерных илов, переслаивающихся с супесями и песками; они распространены на средних частях склонов впадины. Все эти отложения содержат большое количество раковин моллюсков (*Dreissensia*, *Theodoxus*, *Lymnaea*, *Planorbis*, мелкие *Gastropoda* и др.) и растительных остатков в виде окаменелых, обызвествленных стеблей, преимущественно тростников, встречающихся в более древних песчаных озерных отложениях, а также в виде обугленных остатков и торфяных прослоев, приуроченных к более молодым, суглинистым и илистым осадкам более молодых озерных террас. Толща озерных отложений в вертикальном разрезе обычно очень неоднородна и представляет собой тонкое переслаивание суглинков, песков, супесей. Мощность этих отложений колеблется от десятков сантиметров до немногих метров.

Более молодая серия озерных осадков, распространенная в отдельных замкнутых котловинах центрального Сарыкамыша, состоит преимущественно из глин, суглинков и черных илов, переслаивающихся тонкими (в 2—5 см мощности) прослоями гипсов. Эти осадки содержат обычно очень хорошо сохранившиеся парные створки *Cardium edule*. В верхней части разреза встречаются супеси, иногда тонкие прослои глинистых песков. Общая мощность молодых озерных отложений обычно превышает 2 м. В некоторых наиболее низко расположенных котловинах встречаются слои поваренной кристаллической соли, местами имеющие мощность более 1 м.

А л л ю в и а л ь н о - д е л ь т о в ы е о т л о ж е н и я распространены в восточной и юго-восточной частях Сарыкамышской впадины. Они слагают восточные склоны впадины и простирающуюся отсюда на восток аллювиально-дельтовую равнину Присарыкамышской дельты Аму-Дарьи.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Среди аллювиально-дельтовых отложений можно выделить две серии осадков: а) более древние, накоплявшиеся древней Аму-Дарьей в верхнечетвертичное время (Q_3) и слагающие относительно высокую аллювиально-дельтовую равнину и склоны Сарыкамыша, и б) более молодые, формировавшиеся в современную эпоху (Q_4) отдельными протоками Аму-Дарьи и в первую очередь Дарьялыком и Дауданом, отлагавшими осадки как вдоль своих долин, так и в их низовьях, накопляя более низкие дельтовые равнины у подножья склонов Сарыкамыша (на отметках от +10 до —20 м).

Представлены аллювиальные отложения мощной толщей суглинков, переслаивающихся с песками, глинами и алевритами, часто сменяющими друг друга не только по вертикальному разрезу, но и по простиранию. При этом наблюдается совершенно определенная закономерность — вблизи долин прослеживаются более песчаные отложения, образующие при перевевании массивы песков. Эта закономерность проявляется по всем низовьям Аму-Дарьи, хорошо выражена в пределах древней дельты Аму-Дарьи и сказывается на молодых дельтах Дарьялыка и Даудана.

а) Аллювиально-дельтовые отложения древней Аму-Дарьи по своему литологическому составу и общему облику чрезвычайно похожи на отложения каракумской толщи. Лучше всего их можно наблюдать в уступах каньонов Дарьялыка, где общая их мощность достигает 60 м.

На основании полевого изучения разрезов в каньоне Дарьялыка, на отрезке между мысами Ер-Буруи и Чал-Буруи, проведенного нами в 1952 г. совместно с А. Г. Эберзиным, следует, что четвертичные аллювиально-дельтовые отложения состоят из двух толщ.

Нижняя толща встречается преимущественно в средней части этого отрезка, между Декчей и Кара-Шейхом, — там, где в каньоне выходят коренные породы, среди которых наиболее развиты палеогеновые глины. Представлена она залегающими непосредственно на коренных породах, последовательно переслаивающимися слоями светлых зеленоватых известковистых или шоколадно-коричневых глин, желтовато-серых или зеленовато-серых кварцевых песков, шоколадно-коричневых песчаных суглинков и зеленоватых мергелистых суглинков. Все эти осадки горизонтально- или диагонально-слоисты, иногда со включением гальки, гравия или щебня, главным образом известняков сармата; по простиранию они обычно выдерживаются плохо как по составу, так и по мощности. Местами здесь встречаются линзы (наибольшей мощностью до 1,5 м) яркожелтых мелкозернистых песков, с обломками *Lymnaea* и *Anodonta*. Общая мощность этих отложений около 4 м. Перекрываются они серией пестроцветных слоистых коричневых суглинков с подчиненными прослоями светлосерых и зеленоватых суглинков с раковинами *Ostracoda*, общей мощностью 4—5 м. Местами в этом слое наблюдается крупная косая слоистость.

Эта толща отличается от вышележащих отложений, что позволяет предполагать, что она накоплялась в иных условиях и в более ранний период — возможно, нижнечетвертичный. Более определенно этот вопрос можно будет решать после того как будут проведены минералогические анализы этих отложений, которые помогут выяснить их состав и источники их накопления.

Верхнюю толщу в свою очередь можно подразделить на две. Внизу залегают отложения, хорошо прослеживающиеся вдоль всего каньона; представлены они светлыми серовато-коричневыми слоистыми плотными суглинками, часто с тонкими присыпками песка по напластованию, в связи с чем они легко распадаются на тонкие плиты. Суглинки разбиты трещинами и образуют вертикальные обрывы. Местами они имеют

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

мощность 8—10 м и более. По чаще, и особенно в верхней части, в них встречаются прослои (мощностью от 0,1 до 2 м) очень мелкозернистых песков или светлых серовато-желтых, очень тонкослоистых алевритов. Слоистость этих песков и алевритов бывает чаще всего диагональной или очень сложновихревой. В последнем случае слой как бы состоит из шаровидных включений, в которых тонкая слоистость из невыдерживающихся прослоев алевритов и тонких песков расположена или по спирали, или концентрически. Иногда встречаются слои, состоящие из тонко-горизонтально переслаивающихся суглинков и алевритов. Общая мощность всей этой толщи достигает 30—40 м.

Выше залегает значительно более песчаная толща аллювия. Состоит она в основном из серых мелкозернистых слюдистых слоистых песков, переслаивающихся со светлыми коричневато-серыми слюдистыми тонкослоистыми алевритами; иногда в них встречаются подчиненные тонкие прослои суглинков; часто слои суглинков, тонко чередующиеся с алевритами, перекрывают песчаные слои верхней толщи. Из фауны здесь встречаются *Dreissensia polymorpha*, *Anodonta* и др. Общая мощность этой толщи колеблется от 10 до 15 м. В местах, где пески не прикрыты суглинками, а выходят на поверхность, они развеваются и там вблизи долины образуются массивы перевеваемых песков.

Среди аллювиально-дельтовых отложений древней Аму-Дарьи, и чаще всего в их верхней части, встречаются растительные остатки в виде обуглившихся стеблей или корней; иногда в самых верхних горизонтах удавалось видеть довольно хорошо сохранившиеся остатки стеблей тростника. К верхней толще приурочены также прослои погребенной, сильно гумусированной, с растительными остатками, почвы и прослои торфа мощностью 0,1—0,2 м.

б) Аллювиально-дельтовые отложения Дарьялыка (Куня-Дарья) представлены аналогичными осадками. Наблюдать их можно в самых низовьях долины — там, где каньон постепенно переходит в сравнительно неглубокую долину, местами пересыпанную песками. Южнее мыса Чал-Буруп, в 15—17 км ниже по течению от Кара-Шейха, в обрывах склонов долины видно, что слагающая Присарыкамышскую дельту Аму-Дарьи толща, состоящая из светлых серовато-коричневых суглинков с прослоями мелкозернистого песка, размыта, и к ней прислоняются более молодые осадки (мощностью около 6 м), состоящие из равномерно переслаивающихся серых тонко- и мелкозернистых слюдистых песков, переходящих местами в алевриты, и светлых желто-серых тонкослоистых лёссовидных суглинков.

Такие же сероватые суглинки, пески, пылеватые супеси и алевриты, горизонтально- и косослоистые, слагают всю низкую равнину, тянущуюся на юг вдоль восточных склонов Сарыкамыша. Одновременным с этими отложениями является аллювий террас Дарьялыка. Состоит он преимущественно из песка и галечника из хорошо окатанной гальки, главным образом известняков и мергелей сармата. Мощность его обычно не превышает 1—1,5 м. В отложениях низких террас Дарьялыка, в его низовьях, встречается *Cardium edule*, прослеженный А. Г. Эберзиным на 5 км восточнее меридиана мыса Чал-Буруп.

Озерно-аллювиально-дельтовые отложения наблюдались в разрезах низких озерных террас, на высоте 20 м ниже ур. м., в северо-восточных и восточных котловинах центральных Сарыкамышских озер. Представлены они серией отложений, состоящих из переслаивания темносерых, местами почти черных озерных илов и светлосерых и желтых суглинков, песков и алевритов того же типа, что

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

встречаются в области дельты Дарьялыка; здесь они содержат раковины не только *Dreissensia*, но и *Cardium edule* и мелких *Gastropoda*. Это указывает на то, что осадки, приносимые рекой, откладывались здесь в солоноватом озере, населенном *Cardium edule*.

Эоловые отложения представлены песками, образованными в результате перевевания распространенных здесь осадков.

Среди эоловых песков можно выделить три типа:

а) светлосерые пески, распространенные главным образом по периферии Сарыкамыша; образовались они за счет перевевания озерных песков;

б) серые пески, встречающиеся в восточной части Сарыкамыша и в пределах дельтово-аллювиальной равнины; они формируются в результате перевевания аллювиально-дельтовых осадков;

в) желтые пески, распространенные в центральной, западной и южной частях впадины; образовались они за счет перевевания апшеронских песчаников.

Желтые пески, встречающиеся на южной окраине дельтовой равнины, сформированы, повидимому, в результате перевевания заунгузской толщи.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ САРЫКАМЫША В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Сарыкамышская впадина расположена, как предполагает Н. П. Луппов (1948), в пологом тектоническом прогибе, или мульде, которая возникла в конце миоцена или начале плиоцена.

В конце плиоцена впадину заполнил обширный водный бассейн, который протягивался далеко на северо-запад и покрывал впадину Ассаке-Аудан. О береговой линии этого бассейна можно судить по остаткам береговых песчано-галечниковых валов и поверхностей, встреченных на северо-западе Сарыкамыша и вдоль южных и северных окраин Ассаке-Аудана, где они находятся теперь на высоте 70—80 м над ур. м.

В пределах Сарыкамышской впадины встречаются песчаники и конгломераты с фауной, отнесенной А. Г. Эберзиным к апшерону. Распространены они в основном на двух уровнях: на западе, юго-западе и юго-востоке Сарыкамыша на высоте около 50 м и в центре его, главным образом на гряде Капылар-Кыр — на высоте около 0,5 м над ур. м., т. е. они в основных чертах оконтуривают современную впадину.

Н. П. Луппов (1948) приводит весьма интересные соображения о том, что и Сарыкамыш и Ассаке-Аудан образовались в результате карстовых процессов, развивавшихся на месте тектонической депрессии. Нам также представляется, что карстовые процессы в формировании этих впадин играли немалую роль. Однако, как показывают наблюдения, в условиях пустынного климата, где так мало выпадает осадков, едва ли эти процессы могли достигнуть столь больших размеров. Это же подтверждается тем, что в настоящее время в пределах Устюрта, сложенного известковистыми и гипсовыми породами, карст за пределами Сарыкамыша, куда не могли достигать озерные воды, как правило, не встречается.

В то же время в краевой зоне Устюрта, вдоль Сарыкамышской и Ассаке-Ауданской впадин, а также на Устюрте, непосредственно к юго-западу от Сарыкамыша, карстовый рельеф развит весьма широко. Здесь можно встретить самые разнообразные карстовые формы, начиная от воронок, колодцев, пещер, глубоких ущелий и кончая крупными долинами и котловинами. Такое распространение карстовых форм указывает на то, что они развивались там, куда проникала озерная вода по трещинам или водопроницаемым слоям и особенно в сторону общего уклона слоев или рельефа.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Естественно, что известняки, мергели и гипсы миоцена, слагающие борта Сарыкамышской впадины, а некогда, очевидно, и выстилавшие ее дно, не могли, при наличии большого количества озерных вод, не подвергаться карстовому растворению.

Следовательно, можно считать, что карстовые процессы в формировании и Сарыкамыша и Ассаке-Аудана, как и полагает П. П. Лупов (1948), сыграли большую роль, но развивались они только в моменты затопления этих впадин озерами.

При этом наиболее интенсивно карстовые процессы были, повидимому, развиты в период существования апшеронского бассейна, когда впадина достигла размеров, мало чем отличающихся от современных. В более поздних озерах эти процессы были развиты значительно слабее, и рельеф впадины формировался в основном другими процессами. Объяснить это, очевидно, можно тем, что вода Аму-Дарьи, некогда питавшая все эти бассейны, имела в разное время разную степень минерализации. Вода современной Аму-Дарьи насыщена карбонатами, и в низовьях происходит их выпадение. Такая вода едва ли могла растворять известняки и обусловливать широкое развитие карста. Это показывает, что карстовые процессы могли происходить только при иной концентрации карбонатов в амударьинской воде, что легче всего допустить не для близких к нам отрезков времени — средневекового или верхнечетвертичного, а в основном для апшеронского, когда условия режима реки были иными. Наиболее допустимо именно это объяснение, потому что если бы климат изменился в сторону большей влажности, карстовые явления распространились бы по более обширной территории, а не только близ озерных впадин.

Итак, на основании распространения апшеронских отложений можно считать установленным, что Сарыкамышская впадина была сформирована в основных чертах еще в плиоцене. Однако апшеронские отложения нигде не встречаются в Сарыкамыше ниже уровня моря, и это указывает на то, что рельеф дна впадины и глубокие котловины в толще палеогеновых глин формировались позднее и под воздействием других процессов.

Первая половина четвертичного периода. В это время условия формирования поверхности впадины резко изменились. До сих пор здесь господствовали процессы подводного карста, разъедавшего поверхность, и комплекс процессов, связанных с существованием крупного водного бассейна: волноприбойная деятельность, производящая и абразию и аккумуляцию разнообразных прибереговых форм, течения, накопления донных осадков и пр. Теперь же начали развиваться разнообразные субъаэральные процессы и в первую очередь — эоловые. Когда апшеронское озеро ушло, над его высохшим дном возвышалась гряда Капылар-Кыр, а окружающие ее озерные котловины, повидимому, были еще очень неглубоки. Первоначально они, возможно, начали формироваться под воздействием течений в апшеронском озере, окончательно же образовались уже позднее и в основном эоловым путем. Такая приуроченность наиболее глубоких котловин к подножьям гряды, повидимому, не случайна. Гряда могла играть роль препятствия, около которого возникали под влиянием господствующих северо-восточных ветров завихрения воздушных масс, приведшие к углублению и расширению котловин. Аналогичные котловины, но менее глубокие, образовались также близ чиников Устюрта, в западной части впадины и у ее восточного склона. Формирование всех этих котловин происходило в плотных палеогеновых глинах, разрыхлению которых частично способствовал гипс. Гипс в толще глин встречается в виде прослоев и отдельных кристаллов; он выполняет также вертикальные трещины, пронизывающие

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

толщу глин во всех направлениях. В основном распылению глин и их выносу током воздуха способствовали также соли, остававшиеся после испарения мелких сезонных озерков, образовавшихся в результате стока в западины поверхностных атмосферных вод.

Формирование этих котловин шло по тому же пути, что и формирование туров-котловин, описанных Б. А. Федоровичем (1930).

Сарыкамышская впадина в нижнечетвертичное время находилась, повидимому, в состоянии, близком к тому, которое наблюдается в настоящее время во впадине Ассаке-Аудан. Эта впадина на протяжении длительного периода была сухой. Грунтовые воды в настоящее время здесь нигде не выходят на поверхность. Все понижения и замкнутые котловины на ее дне весной заполняются водой, стекающей после дождей с окружающих склонов. Вода быстро испаряется, и в результате на дне котловин остается белый, сухой, рыхлый порошок солей, который легко подхватывается и уносится ветром, а вместе с ним удаляется и тонко распыленная солончаковым процессом порода. Летом постоянно можно наблюдать над котловинами белые столбы смерчей, которые ясно свидетельствуют о том, как активны здесь процессы дефляции. Поэтому в котловинах нигде не образуются залежи солей. Характерно также и то, что вдоль чинков, спускающихся к Ассаке-Аудану, так же как и к Сарыкамышу, и особенно на участках, вытянутых в широтном направлении, почти нигде не наблюдается крупных осыпей, несмотря на активное разрушение склонов. Объяснить это, повидимому, также можно тем, что продукты разрушения выносятся воздушным потоком.

В современных озерных котловинах Сарыкамыша развевания и углубления их эоловым путем не происходит, потому что бо́льшая часть их углублена до уровня грунтовых вод и их дно либо бывает покрыто тонким слоем воды, либо увлажнено. Грунтовые воды — соленые, и в результате их испарения здесь происходит накопление солей и образование солевого пласта, достигающего в некоторых котловинах значительной мощности. Таким образом, Сарыкамышские озерные котловины не углубляются, а, наоборот, — заполняются.

В итоге можно сказать, что рельеф Сарыкамышской впадины в течение первой половины четвертичного времени претерпел довольно значительные изменения. В это время впадина была углублена; были сформированы отдельные котловины, в том числе и наиболее крупные, имеющие теперь отметки дна до 40 м ниже ур. м., образовались массивы песков и пр.

Вторая половина четвертичного периода. Режим Сарыкамышской впадины во второй половине четвертичного периода снова резко изменился. Здесь образовалось огромное озеро, которое и обусловило все дальнейшее развитие Сарыкамыша.

Как известно, Аму-Дарья в нижне- и среднечетвертичное время текла по Низменным Кара-Кумам и впадала в Каспий. В верхнечетвертичное (хвалынское) время она повернула на север, а затем прорвалась в сторону Сарыкамыша и начала быстро заполнять эту огромную впадину, одновременно накопляя и формируя Присарыкамышскую дельту.

В жизни Сарыкамышского верхнечетвертичного озера можно выделить три стадии.

В первую (узбойскую) стадию уровень озера повысился до отметок, близких к 60 м, и, следовательно, максимальная глубина озера была около 100 м. Оно образовало обширные заливы на юге и на севере и через сниженную перемычку на Устюрте, в северо-западном углу Сарыкамыша, перелилось во впадину Ассаке-Аудан и заполнило ее.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Как далеко продвигалось озеро на восток, пока не вполне ясно, так как следы его береговой линии погребены под осадками Присарыкамышской дельты. Если считать, что возвышенности Бутен-Тау, Тарым-Кая, Зенги-Баба и др., расположенные к востоку от Сарыкамыша, были, как об этом писал А. Д. Архангельский (1931), соединены между собой и с Устюртом и образовывали сплошную перемычку, размытую позднее протоками Аму-Дарьи, то тогда вернее всего, что берега озера были расположены у подножья этих возвышенностей. Это подтверждается и распространением сарыкамышских озерных отложений, представленных светлосерыми песками с *Dreissensia*, встречающихся лишь у западных подножий возвышенностей.

Максимальный уровень оз. Сарыкамыш оставил следы в виде серии высоких песчано-галечниковых валов, расположенных почти вокруг всей Сарыкамышской впадины и впадины Ассаке-Аудан, и в виде абразионных ниш в чинке Устюрта.

Из южного залива озера вода потекла на юг, образовав новую реку — Узбой, существовавшую на протяжении всей этой стадии. Поэтому эту стадию можно назвать узбойской. Непосредственно к востоку от Сарыкамыша в это время формировалась Присарыкамышская дельта Аму-Дарьи с многочисленными протоками и рукавами, озерами и болотами и обширными пространствами, занятыми тугаями. Почти вся масса твердых наносов, приносимая Аму-Дарьей, задерживалась на пространствах дельты, накопляя толщу аллювия. Наиболее западные части дельты формировались под уровнем озера, которое, по мере накопления осадков и роста дельты, постепенно отступало на запад.

Это была первая, наиболее ранняя стадия существования верхнечетвертичного Сарыкамышского озера. Однако по мере спуска воды через Узбой в Каспий, а также в связи с сокращением притока воды в Сарыкамыш, уровень озера начал постепенно понижаться, а его размеры — сокращаться. Когда оно достигло уровня, близкого к абсолютной высоте 50 м, сток по Узбою прекратился, и озеро стало замкнутым.

Вторая стадия существования Сарыкамышского озера связана с дальнейшим уменьшением поступления в него воды. Это можно объяснить тем, что Аму-Дарья начала отдавать значительную часть своих вод в Арал. В это время, повидимому, прекратили свое существование вначале южные протоки Аму-Дарьи, а затем и Даудан; только Дарьялык и некоторые его протоки продолжали функционировать до последнего времени. О том, что отмирание дельты началось с юга, писал еще А. К. Гедройц (1882), а затем это же было подтверждено наблюдениями А. Г. Доскач (1940) и И. П. Герасимова (1940).

Это положение доказывается также тем, что в южной части восточного склона Сарыкамыша, сложенного в основном аллювиально-дельтовыми отложениями Аму-Дарьи, на поверхности (с высоты приблизительно около 40 м над ур. м.) распространены чистые серовато-белые озерные суглинки, перекрывающие аллювиально-дельтовые пески и светлокоричневые суглинки. В то же время в северной части этого склона впадины аллювиально-дельтовые отложения перекрывают его сплошь, спускаясь примерно до 20 м ниже ур. м. Все это указывает на то, что в то время, когда на севере восточной части озера шло накопление аллювиально-дельтовых осадков, приносимых сюда протоками Аму-Дарьи, на юге протоки уже не действовали, и откладывались чистые озерные отложения, без участия аллювиальных выносов.

Уменьшение притока воды в озеро при огромных потерях на испарение с весьма обширной его площади привело к тому, что уровень озера начал

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

постепенно понижаться, причем одновременно сокращались и его размеры. Однако полное и окончательное отмирание южных протоков произошло не сразу. Сарыкамышское озеро, при общей тенденции к понижению уровня и сокращению бассейна, периодически, когда вновь начинали функционировать южные протоки и приток вод увеличивался, могло на какое-то время задерживаться на одном уровне или даже повышать его, а затем, при уменьшении притока, снова понижать его. Об этом свидетельствует характер отложений на юго-восточном склоне Сарыкамыша, где можно наблюдать переслаивание озерно-мергелистых осадков, аллювиально-дельтовых песков и светлокоричневых суглинков.

О таких колебаниях уровня Сарыкамыша можно судить и по характеру береговых отмелей и валов, расположенных иногда широкими полосами и имеющих разные уровни. Неравномерность притока вод в Сарыкамышское озеро можно объяснить тем, что Аму-Дарья, только начавшая в это время отдавать часть своих вод в Арал, не сразу выработала новое русло, и на протяжении некоторого времени количество воды, поступавшей в Сарыкамыш, могло колебаться.

Когда отметка уровня Сарыкамыша приблизилась к 50 м, прекратилось не только течение по Узбою, но и связь с оз. Ассаке-Аудан, и оно, усиленно испаряясь, постепенно усохло. Питалось Сарыкамышское озеро во вторую стадию, очевидно, в основном за счет поступления воды по Даудану и Дарьялыку, а под конец только по Дарьялыку, который, следуя за быстро понижающимся уровнем озера, начал резко углублять свою долину, образовав каньон, прекрасно сохранившийся и теперь западнее Бутен-Тау (см. выше).

В связи с прекращением стока вод на юг по Узбою и усиленным испарением, озеро начало постепенно засоляться и когда его уровень снизился до абсолютных отметок 20—25 м, соленость его достигла на некоторых участках такой степени, что местами в нем появился *Cardium edule*.

Раковины *Cardium edule* в разных местах котловины встречаются на разных уровнях, что свидетельствует о неравномерном засолении озера. Наименьшая соленость была, очевидно, на востоке, куда поступали пресные воды из Дарьялыка, а затем на юге, куда они могли сгоняться господствующими северо-восточными и северными ветрами. Наибольшая соленость озера должна была быть на северо-западе и западе, где влияние пресных вод было наименьшим. Это как раз и подтверждается распространением *Cardium edule*. На северо-западе эти раковины были встречены на гипсометрических уровнях примерно в 20—25 м, на юге— около 10 м, а на востоке — лишь на высоте, близкой к 0 м, когда этот моллюск достиг уже массового распространения по всему озеру.

Возможно, что *Cardium edule* появился раньше во впадине Ассаке-Аудан, где озеро в это время еще существовало, а соленость его должна была быть большей и наступить она должна была там раньше, так как озеро не имело оттока воды на сторону и постоянное питание пресными водами озера прекратилось. Оно могло еще существовать только за счет питания грунтовыми водами и стока временных поверхностных вод, образующихся от атмосферных осадков, стекающих с весьма обширного водосбора. Раковины *Cardium edule* во впадине Ассаке-Аудан встречаются на высоте около 40 м над ур. м., что указывает на то, что это озеро засолилось сравнительно вскоре после отделения от Сарыкамыша. Таким образом, возможно, что *Cardium edule* попал в Сарыкамыш из Ассаке-Аудана. Во впадину же Ассаке-Аудан этот моллюск мог попасть только пассивным путем.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Вторая стадия Сарыкамышского озера закончилась, когда озеро снизилось до уровня, близкого к абсолютному нулю.

Третья стадия существования Сарыкамышского озера характеризуется некоторой стабилизацией его уровня в течение довольно длительного времени на отметках, близких к нулю, с небольшими колебаниями вверх и вниз в зависимости от количества поступающей в него воды.

Стабилизация уровня была, повидимому, связана с тем, что озеро достигло таких размеров, когда испарение с его поверхности уже компенсировалось поступающей в него водой.

В это время ниже пропиленного Дарьялыком каньона у подножий восточного склона Сарыкамыша начала накопляться низкая дельта, которая в западной части формировалась под уровнем озера и постепенно продвигалась на запад и юго-запад, следуя за отступающим озером. Дельта Дарьялыка прослеживается, как уже указывалось, до высоты приблизительно 10—20 м ниже ур. м.

Сарыкамышское озеро этого периода было полностью замкнутым. Из него не было не только поверхностного стока, но и оттока подземным путем, так как озеро было расположено на наиболее низком гипсометрическом уровне обширной впадины, дно которой сложено плотными глинами. Вода из озера расходовалась только на испарение и поэтому оно было соленым, причем соленость воды постепенно увеличивалась. Это было время широкого расцвета *Cardium edule*, раковины которого теперь в изобилии встречаются как на поверхности, так и в толще озерных и озерно-аллювиальных отложений.

В начале этого периода озеро занимало почти все дно Сарыкамышской впадины, а затем, когда уровень воды понизился, оно начало распадаться на отдельные бассейны, занявшие наиболее глубокие котловины. Все эти озера не имели, повидимому, между собой связи фильтрационным путем, так как котловины заложены в водонепроницаемых палеогеновых глинах.

Связь между озерами могла осуществляться только по протокам. Восточные озера питались из Дарьялыка и его дельтовых протоков, а из них вода переливалась по руслам в более западные озера. Эти русла-протоки хорошо сохранились, и по некоторым из них наблюдается сток весенних вод и в настоящее время. Связи же между озерами, расположенными к северо-западу и юго-востоку от гряды Капылар-Кыр, после того как они разделились, ни подземной, ни наземной, повидимому, не существовало.

На склонах котловин всех этих озер имеется система террас, береговых валов и отмелей, свидетельствующих о постепенном понижении уровня озер при их усыхании. Прекрасная сохранность следов перемещения берегов озер, а также поразительная свежесть раковин, и особенно *Cardium edule*, сохранивших не только парные створки, но часто и цвет, говорят о существовании здесь озер в совсем недалеком прошлом.

Таким образом, в течение третьей стадии существования Сарыкамышского озера водой была занята сравнительно небольшая часть впадины; остальные же обширнейшие ее пространства оставались сухими достаточно длительное время. Об этом можно судить на основании того, что, как теперь уже установлено, постоянное течение вод по Узбою прекратилось примерно два—два с половиной тысячелетия тому назад. Прекращение же стока вод по Узбою свидетельствует о начале понижения уровня Сарыкамыша и, следовательно, о сокращении площади этого

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

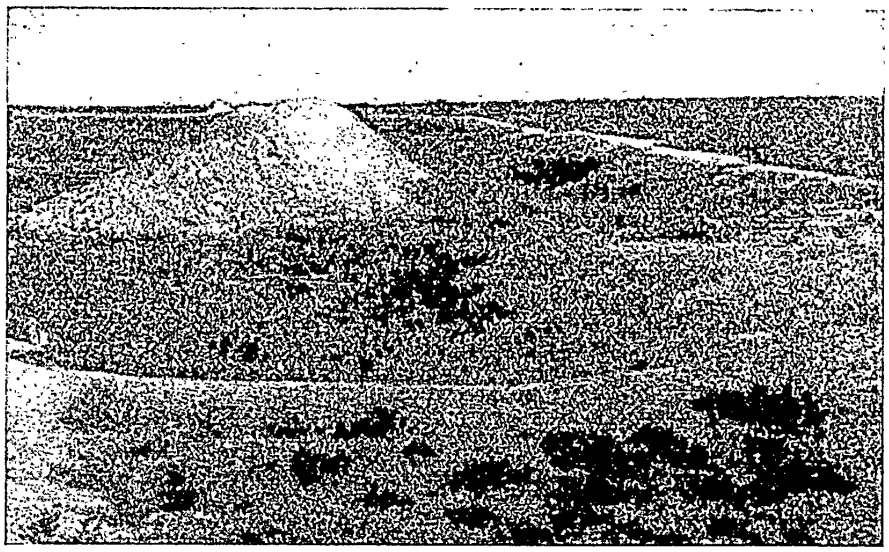
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

бассейна, т. е. можно считать, что первая стадия окончилась около двух—двух с половиной тысяч лет тому назад.

Период падения уровня озера, совпадающий со второй стадией существования Сарыкамыша, был, повидимому, сравнительно непродолжительным. Следовательно, можно считать, что осушение значительной части впадины произошло вскоре после прекращения постоянного течения вод по Узбою.

Однако на этом история Сарыкамышского озера не кончается.

В результате исследований 1952 г. был поставлен вопрос о вторичном кратковременном заполнении Сарыкамыша в средние века и о временном



Фиг. 9. Древний канал на дне Сарыкамышской впадины

возобновлении стока вод по Узбою. Эта точка зрения была высказана С. П. Толстовым (1953а) на основании изучения древних ирригационных сооружений, расположенных в Сарыкамышской впадине.

Ирригационные сооружения встречаются на восточных, юго-западных западных и северо-западных склонах Сарыкамыша. Наиболее крупные из них приурочены к восточным склонам. Весьма интересен тот факт, что почти все ирригационные сооружения, опоясывающие полукольцом Сарыкамышскую впадину, расположены на одной высоте: от 10—15 до 40 м над ур. м. Исключением являются сооружения, встреченные в 1952 г. сотрудниками Хорезмской археологической экспедиции к югу от Чарышли; они расположены на абсолютных отметках 50—52 м.

Первые упоминания о наличии следов ирригации в Сарыкамыше встречаются в работе А. И. Глуховского (1893). Н. А. Димо (1915) отрицает существование древнего орошения в Сарыкамыше. Ничего о нем не упоминается и в других литературных источниках. Однако Б. А. Федорович в 1946 г. наблюдал с самолета на восточных склонах впадины огромные площади, пересеченные арыками и валами. В 1950 г. С. П. Толстов также наблюдал с самолета в разных местах Сарыкамыша следы

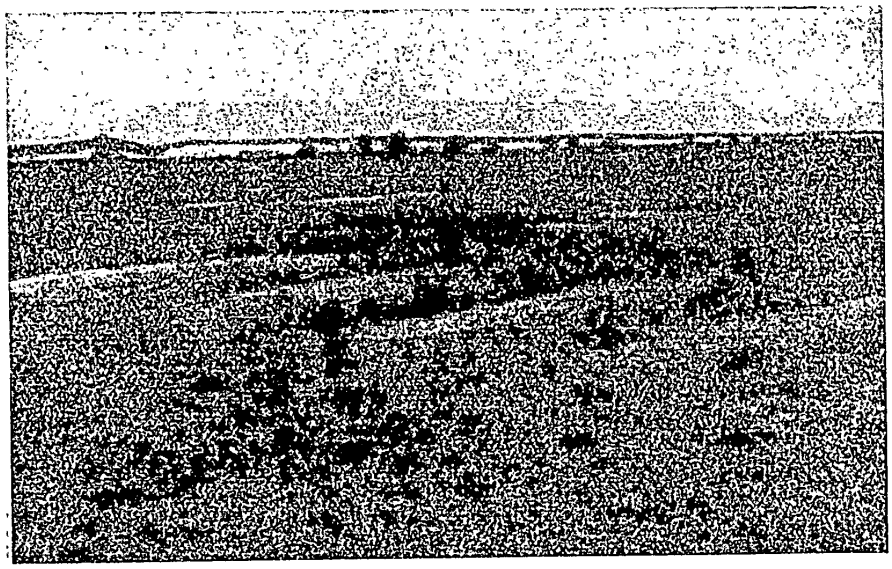
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

древней ирригации, а осенью 1952 г. провел в ряде мест и наземные наблюдения.

Нами древние ирригационные сооружения исследовались весною 1952 г. в юго-западной части Сарыкамыша. В 1953 г. мы совместно с археологами под руководством С. П. Толстова провели более детальное изучение ирригационных сооружений на восточном, южном, юго-западном и западном склонах Сарыкамыша, сопровождавшееся раскопками и съемками.

В юго-западной части Сарыкамыша валы вытянуты вдоль очень пологих и длинных юго-восточных, южных и западных склонов обширной



Фиг. 10. Следы древнего орошения на дне Сарыкамышской впадины. Вдали виден вал

солончаковой котловины. Склоны, имеющие абсолютные отметки 30—40 м, сложены здесь пепельно-белыми озерными мергелистыми суглинками, и валы, насыпанные из этих суглинков, выделяются яркой белизной на зеленом (весной) фоне окружающей равнины. Валы, обычно парные, с расстоянием между ними в 3—4 м, имеют длину 1—2 км. Расположены такие пары валов на расстоянии в 130—150 м один от другого. Ширина каждого вала у основания 3—5 м, а наверху — не более 0,5 м. Валы не беспрерывные и резко меняются по высоте. Так, в верхней части склона высота вала не более 0,5 м. По мере движения вниз по склону вал повышается и в 50—60 м от начала высота его достигает 1,5—2 м. Здесь вал обычно прерывается и у его подножья располагается яма с заплывшим выровненным дном, имеющая в диаметре 5—6 м,— очевидно, бывший резервуар для сбора воды. Ниже его вал снова продолжается и имеет вначале высоту около 0,5 м, а затем вниз по склону постепенно повышается и метров через 50 прерывается вновь остатками бассейна (фиг. 9).

В результате раскопок, проведенных археологами в 1953 г., удалось установить на гребне некоторых валов остатки желобов, имеющих слабо выраженные уклоны, обратные склону.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Прямоугольные площади, расположенные между валами, были покрыты в мае 1952 г., кроме редких кустов саксаула, густой и высокой травянистой растительностью, среди которой преобладал пырей. Иногда на этих площадях встречаются участки с ребристой поверхностью, напоминающей грядки (фиг. 10). Местами эта суглинистая озерная терраса, так же как и несколько выше расположенная песчаная терраса, бывает сплошь покрыта высоким и густым саксаульником.

Аналогичное строение имеют ирригационные сооружения и на других склонах Сарыкамыша, но на восточном склоне общая их длина достигает 6—7 км, а расстояние между валами в нижней части склона несколько меньше, чем в верхней.

Таким образом, в результате всех проведенных исследований можно считать, что Сарыкамышская впадина в средние века была заселена. Склоны впадины широко использовались под земледелие. Орошение проводилось водой озера, при этом для подъема воды из озера и орошения расположенных выше склонов были созданы сложные ирригационные сооружения, состоящие из валов — акведуков и из бассейнов — водохранилищ, откуда вода при помощи водоподъемных приспособлений последовательно передавалась все выше по склону и распределялась по полям. Вдоль валов всюду встречаются следы поселков, гончарных, железоделательных и других производств. Обращает на себя внимание обилие рассеянных всюду крищ, что заставляет предполагать, что в средние века человек широко использовал железные руды, встречавшиеся где-то в районе Сарыкамыша в виде болотной руды, или, и это вернее всего, железо добывалось из конкреций сидерита, заключенных в глинах палеогена.

Валы, так же как и промежуточные бассейны, строились в зависимости от условий рельефа. На крутых склонах делались более высокие и короткие валы, а бассейны, следовательно, располагались чаще, на расстоянии в несколько десятков метров (35—50 м). На пологих склонах валы были низкие и длина их достигала 100 м и более. Наиболее высокие валы, лучше всего сохранившиеся, наблюдаются в верхней части склона; в нижней части, где уклоны весьма незначительны и где с самого начала валы были, очевидно, относительно более низкими и иногда строились из песка, они сохранились значительно хуже и лишь на отдельных участках. Однако плохая сохранность валов в нижней части склона зависит не только от этого. Местами, в пределах нижних частей склона, удалось наблюдать, что валы покрыты тонким слоем галечника, как бы намытого волноприбойной деятельностью. Все это указывает на то, что нижние части склона вместе с ирригационными системами, возможно, временно затоплялись озером.

Следы позднейших кратковременных поднятий озера можно наблюдать также в массивах эоловых песков, расположенных во впадине на высоте около 10 м над ур. м., по дороге между Агпышем и грядой Капылар-Кыр. Здесь межбарханные понижения и нижние части склонов барханов покрыты тонким слоем светлых озерных мергелистых отложений, причем на склонах местами ясно выделяется узкая терраска, окаймляющая все изгибы сильно расчлененного эолового рельефа. Эта терраска, так же как и озерные осадки в понижениях, образовалась совсем недавно, после того как был сформирован эоловый рельеф.

Таким образом, в итоге всех проведенных исследований Сарыкамышского озера можно сказать, что в средние века Сарыкамышская впадина вновь заполнялась водами Аму-Дарьи и уровень озера достигал абсолютной высоты 50—52 м. Эта высота недостаточна для возобновления

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

стока по Узбою, поэтому говорить о возрождении Узбоя в средние века пока нет данных. Возможно, что вода кратковременно проникала в Узбой лишь в незначительных количествах. Средневековое озеро существовало недолго и имело, очевидно, неустойчивый уровень. Оно сравнительно быстро снизилось до отметок 10—20 м, а затем снова поднялось примерно до высоты 30—35 м над ур. м.; в дальнейшем, в связи с резким уменьшением, а потом и прекращением притока воды, озеро совсем высохло.

О средневековом заполнении Сарыкамыша, колебаниях его уровня и о периодических опреснениях говорит и строение низких террас Сарыкамыша, где можно наблюдать переслаивание песчано-глинистых отложений, содержащих то *Cardium edule* L., то пресноводную фауну. Однако средневековое Сарыкамышское озеро, возможно из-за непродолжительности своего существования, не внесло существенных изменений в строение рельефа и не оставило осадков, если не считать свежих следов береговых линий и прекрасно сохранившихся раковин с двумя створками, встречающихся в виде мало нарушенных скоплений типа банок. К отложениям средневекового озера должен быть отнесен также слой, состоящий из слабо разложившихся корней тростника и многочисленных раковин, преимущественно *Dreissensia*. Этот слой приклонен к более древним озерным мергелистым отложениям, выстилающим межгрядовые понижения в южных заливах Сарыкамыша, и залегает на высоте около 50—52 м над ур. м.

Весьма интересным фактом является также погребение под слоем галечника крепости Зенги-Баба. Эта крепость была обнаружена археологами осенью 1952 г. на месте известного кладбища Зенги-Баба. От нее сохранились лишь остатки стен и фундамент, слабо проступающие из-под слоя покрывающего их галечника.

Раскопки крепости Зенги-Баба и изучение археологических находок в районе ирригационных сооружений позволили С. П. Толстову установить время затопления Сарыкамыша и отнести его к периоду от конца XIV до XVI в.

В процессе исчезновения средневековое озеро прошло все те стадии, что и более раннее, верхнечетвертичное озеро. При этом во время заполнения и высокого стояния вод этого озера в весьма крупных размерах возобновили свою деятельность, повидимому, не только Дарьялык, но и Даудан, и Канга-Дарья и некоторые другие протоки. При понижении же уровня озера прекратили течение сначала Канга-Дарья, в низовьях которой нет следов врезания, а дельта имеет отметки около 50 м над ур. м., затем — Даудан, в низовьях которого ниже котловины Тюпюклю наблюдается каньон, доходящий до уровня дна впадины, и, наконец, Дарьялык, отдельные устьевые протоки которого, расположенные ниже большого каньона, прослеживаются до центральных Сарыкамышских солончаковых котловин.

Таким образом, можно считать, что в течение четвертичной и современной эпох Сарыкамышская впадина заполнялась озерами дважды и что эти озера на значительном протяжении своего существования были сравнительно пресными.

Отдельные прорывы амударьинских вод в Сарыкамыш неоднократно бывали и позднее и повторялись до последнего времени. Насколько эти последующие прорывы были мощными и до каких уровней заполнялась Сарыкамышская впадина, сейчас еще сказать трудно. Из литературных источников известно (Берг, 1929), что в 1878 г. паводковые воды Аму-Дарьи достигли Сарыкамыша и подняли его уровень на 8 м. Известно также, что в 1881 г. площадь озер значительно уменьшилась, а глубина

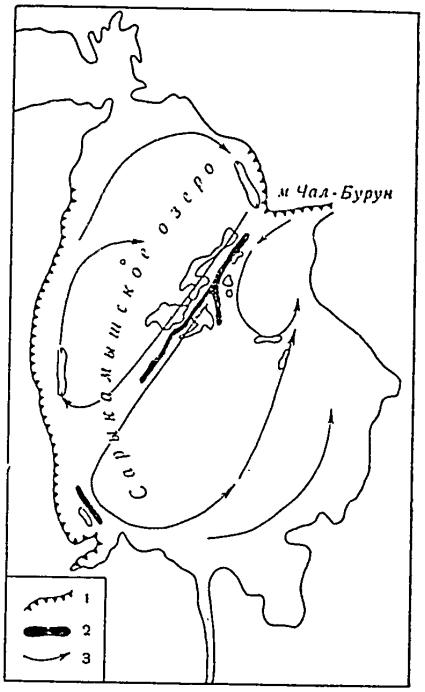
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

не превышала 6 м. Следующие упоминания об озерах относятся к 1913—1914 гг., когда озера были уже сухими, а их дно было покрыто солончаками и поваренной солью (Димо, 1915).

Теперь дно центральных Сарыкамышских котловин покрывается весной и после дождей тонким слоем воды, образующимся в результате стока поверхностных вод с прилегающих склонов и подземного питания. По летом эта вода испаряется. Днища же наиболее глубоких котловин, повидимому, остаются мокрыми и вязкими и летом вследствие близости уровня грунтовых вод.

В заключение остановимся кратко на формировании гряды Капылар-Кыр, как оно представляется в настоящее время. Гряда Капылар-Кыр, вытянутая с северо-востока на юго-запад, расположена как бы на продолжении выступа Устюрта у мыса Чал-Бурун. Сложена она в основном глинами палеогена, перекрытыми косо- и горизонтально-слоистыми конгломератами и песчаниками, как бы предохраняющими гряду от разрушения. На гребне и склонах гряды расположены галечниковые валы. Как уже говорилось, гряда резко выделяется в рельефе только в районе центральных Сарыкамышских озер, а за их пределами, на концах, она постепенно сливается с дном впадины. Таким образом, можно представить, что в период существования апшеронского бассейна дно впадины было неровным, но гряды на этом месте могло и не быть. В период значительного обмеления апшеронского бассейна ветры, дующие с северо-востока, обтекали мыс Чал-Бурун и вызывали довольно сложные течения в озере (фиг. 11), которые должны были захватывать и перемещать наносы, приносимые сюда реками с востока, а также получаемые от абразии коренного берега. Такое перемещение наносов течениями в сочетании с работой волн, достаточно крупных в этом обширном бассейне, могло привести к тому, что к юго-западу от мыса Чал-Бурун и под острым углом к восточному берегу могла начать формироваться коса. По мере падения уровня озера и его отступания коса постепенно удлинялась, а затем, выйдя из-под воды, превратилась в узкий мыс, почти разделивший бассейн на две части. Этот мыс не был разрушен и видоизменен последующей волноприбойной деятельностью апшеронского озера в связи с тем, что озеро быстро испарилось и исчезло.



Фиг. 11. Схема предполагаемых течений в древних Сарыкамышских озерах, возникавших под воздействием господствующих северо-восточных ветров:

1 — уступы; *2* — гряды; *3* — направление ветра

Позднее осадки апшеронского бассейна, слагающие гряду Капылар-Кыр, были уплотнены и сцементированы, и в период существования здесь верхнечетвертичного Сарыкамышского озера, когда гряда вновь была затоплена, она опять стала местом формирования галечниковых валов,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

вначале, возможно, подводных, а затем, когда гряда начала выходить из-под уровня озера,— береговых. Такое совпадение места формирования аккумулятивных форм апшеронского, а затем верхнечетвертичного Сарыкамышского бассейнов указывает на то, что условия существования этих бассейнов были сходными.

Протекало ли формирование гряды Капылар-Кыр так или как-нибудь иначе, сейчас с уверенностью сказать еще нельзя. Однако, поскольку наличие здесь тектонического вала не подтверждается геологическими данными, более или менее определенно можно говорить лишь о том, что гряда формировалась под воздействием процессов экзогенных, а так как она сложена апшеронскими крупнообломочными наносами, имеющими косую и горизонтальную слоистость, и галечниковыми валами, т. е. осадками, относящимися к береговой фации, то это дает основание предполагать, что образование такой аккумулятивной формы могло происходить в первую очередь под воздействием течений и волн в специфических условиях строения берегов и привоса обломочного материала.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

По мере осушения Сарыкамышской впадины и обширной дельтовой равнины древней Аму-Дарьи и более молодых дельт Дарьялыка и Даудана, здесь начинали господствовать прежде всего эоловые процессы. Песчаные наносы, слагающие поверхность, начали интенсивно перевеваться, в результате чего образовались котловины выдувания и сформировались массивы песков с разнообразным эоловым рельефом.

Преобладающими формами эолового рельефа, в зависимости от направления и режима ветров и наличия растительности, здесь являются либо барханы, либо гряды. Большое распространение имеет также мелкобугристый рельеф, занимающий обширные площади в пределах дельтовой равнины.

На равнинах и особенно на склонах, сложенных преимущественно глинистыми наносами, значительную роль в формировании рельефа играют эрозионные процессы. Оголенная, лишенная плотного дернового покрова поверхность, сложенная рыхлыми, легко поддающимися размыву породами, после каждого сильного дождя покрывается густой сетью борозд и рытвин. Так, после дождя 9—10 мая 1952 г. на полого наклонной равнине, расположенной к югу от Дарьялыка, между меридианами мысов Чал-Буруи и Ер-Буруи, и изрезанной частыми бороздами и рытвинами, появилось много новых эрозионных борозд, достигающих на отдельных участках глубины 20—30 см при ширине 1—2 м. Большинство ранее существовавших эрозионных образований значительно увеличилось в размерах, и особенно резко это сказалось на коротких, но глубоких оврагах, расчленяющих уступы каньона Дарьялыка.

Значительно больше развиты формы эрозионного рельефа на более крутых склонах. Так, восточный склон котловины Сарыкамыша местами изрезан густой и разветвленной сетью оврагов и рытвин, достигающих глубины 2—3 м и более. Многие из них прослеживаются и на ниже расположенной полого наклонной равнине и тянутся к центральным Сарыкамышским котловинам. Однако эрозионные процессы здесь почти нигде не протекают самостоятельно. Они всегда тесно связаны с суффозионно-карстовыми процессами, приобретающими местами весьма интенсивное развитие. На дне наиболее крупных рытвин и оврагов образуются пещеры, карнизы, ворота и арки.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Глубоко врезанное русло часто прерывается или уходит в пещеру, а затем появляется несколькими метрами ниже. Это особенно часто наблюдается в районе Дарьялыка, где можно видеть, как довольно крупные овраги уходят под землю и дальше на большом протяжении они на поверхности не выражены; затем, приблизительно в том же районе, в стенке каньона Дарьялыка можно встретить крупную пещеру или щель, которая и является подземным устьем оврага. Воздействие суффозионно-карстовых процессов приводит также к тому, что все эрозионные образования не достигают большой протяженности; они, как правило, перехватываются провальными воронками или «колодцами» и в дальнейшем роль эрозионных процессов сводится к расчленению склонов воронок или других более крупных суффозионно-карстовых форм и к их расширению и углублению путем размыва.

Суффозионно-карстовые процессы в Сарыкамышской впадине на площадях, перекрытых озерными мергелистыми осадками, и на аллювиально-дельтовой равнине, сложенной мощной толщей рыхлых, пористых, тонких песчано-глинистых отложений, местами чрезвычайно широко развиты.

Особенно крупных размеров эти процессы достигают в районе каньона Дарьялыка, который является тем местом, куда подземным путем выносятся все мельчайшие частицы породы, вымываемые из толщи аллювия при формировании провалов. Менее крупные формы встречаются также на некоторых террасах Сарыкамыша, на низкой дельте Дарьялыка, на высокой аллювиально-дельтовой равнине между Еды-Хауз и Гок-Наватом и в некоторых других районах.

Эти процессы мы называем суффозионно-карстовыми потому, что развиваются они в толще пород, не только сильно пористых и трещиноватых, что способствует развитию суффозии, но и очень. известковистых, а также содержащих и другие растворимые соли. Таким образом, мы считаем, что здесь, наравне с процессами вмывания, уплотнения и подземного выноса мельчайших частиц по трещинам и порам, идет и процесс химического растворения лишенными солей водами атмосферных осадков.

Среди наблюдавшихся нами форм суффозионно-карстового рельефа выделяются мелкие, средние и крупные, которые можно рассматривать и как стадии развития этого рельефа.

Мелкие формы суффозионно-карстового рельефа, или, точнее, микрорельефа, — это начальные, зарождающиеся формы. К ним должны быть отнесены образования, еще сохранившие общие очертания норы животного, трещины высыхания или корневого хода растения, которые чаще всего и бывают причиной возникновения этих явлений. По форме они различаются следующим образом.

1) Круглые или овальные, иногда вертикально или наклонно уходящие вглубь, иногда же воронкообразно суживающиеся книзу и дальше переходящие в узкую трещину, прослеживаемую в некоторых случаях до глубины 2 м. Диаметр таких «нор» колеблется от 10 до 50 см. Местами «норы» развиваются под кустами, вдоль корней растения. У них часто обрушиваются своды и образуются более крупные, частично открытые ходы. Эти формы весьма активно растут и переходят в более крупные.

2) Узкие и длинные, иногда зигзагообразные, в плане напоминающие трещины. Ширина их бывает 5—20 см, длина 1—1,5 м, реже немного больше, глубина, доступная для измерения без раскопки, — около 1—1,5 м. Чаще всего на концах таких «трещин» начинают развиваться мелкие, но разветвленные эрозионные борозды, которые собирают и

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

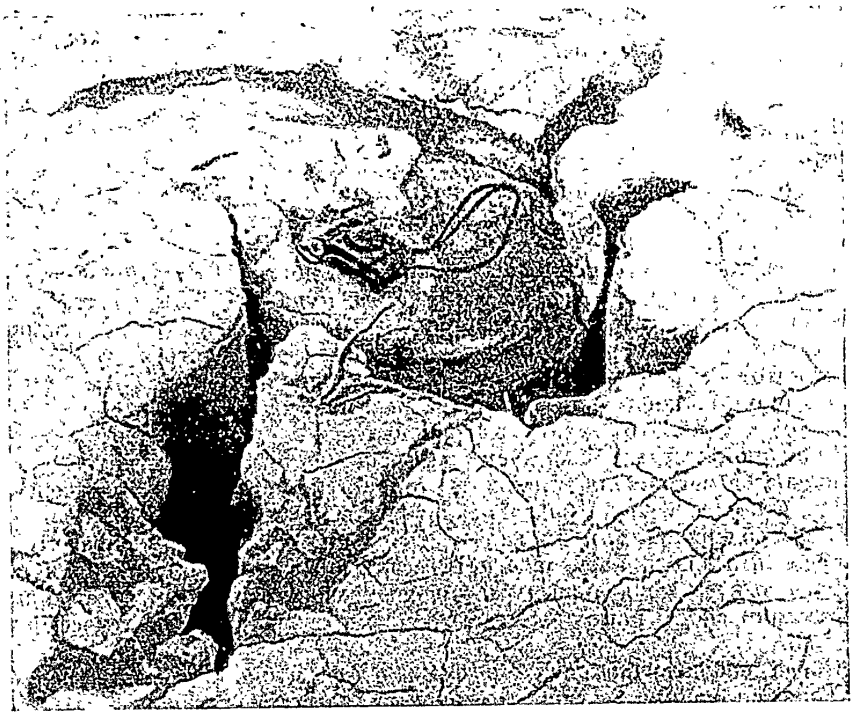
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

подводят воду к «трещине» с ближайшего склона и тем самым способствуют ее росту (фиг. 12).

При дальнейшем развитии эти начальные формы растут, увеличиваются в размерах и переходят в следующую категорию.

К средним формам суффозионно-карстового рельефа относятся западины, воронки, колодцы, слепые овраги.

1) Западины имеют форму неправильно округлую, овальную или удлиненную лопастную. Глубина их обычно колеблется от 0,5 до 1, редко



Фиг. 12. Суффозионно-карстовая трещина на поверхности аллювиально-дельтовой равнины

до 1,5 м, ширина 3—5 м при длине до 10—20 м Редко они бывают большего размера. Чаще всего в них заканчиваются одна-две или больше борозд или рытвин, подводящих сюда воду после дождей. Вода в большинстве из них сохраняется всю весну, а иногда и в начале лета. Такие западины обычно окружены кустами, иногда — тростником и представляют собой своеобразные крошечные оазисы. Местами они встречаются довольно часто. Так, например, на левобережной придарьялыкской равнине, в районе мыса Декча, они расположены на расстоянии от 30 до 100 м одна от другой; в других районах они встречаются реже. В формировании такой западины, возможно, играют преобладающую роль явления просадок, образующихся за счет уплотнения нижележащих пород. Когда в своем развитии вглубь западина встречает плотный водонепроницаемый горизонт, она временно прекращает или очень замедляет свой рост в глубину и начинает более интенсивно расти в ширину и длину, главным образом за счет поверхностной эрозии. Этим и можно объяс-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

нить их обычно неправильную в плане форму. Такое положение сохраняется до тех пор, пока водоупорный горизонт, образующий дно западины, остается ненарушенным. Когда же вода, скапливающаяся в западине, получает возможность просачиваться вглубь, западина начинает быстро расти и переходит в следующую, более крупную форму.

2) Воронки имеют круглую или овальную форму, постепенно сужи-вающуюся книзу. Глубина их 1—2 м, диаметр обычно не превышает 3—5 м. Они образуются чаще всего в результате расширения прикорневых ходов, а иногда близ воронки сохраняется еще куст саксаула или тамарикса, прикорневые ходы которого стали причиной образования воронки. Часто можно видеть, как такие кусты, подкопанные снизу суффозией, обрушиваются в воронку.

3) Колодцы образуются в том случае, когда имеются условия для быстрого просачивания воды и выноса частиц вглубь и на сторону, т. е. при развитии легкопроницаемых пород или при наличии в породе глубоких трещин и близкого расположения какой-нибудь глубокой депрессии. Такие условия имеются близ каньона Дарьялыка и потому здесь можно довольно часто встретить узкие и длинные, иногда щелевидные образования с вертикальными стенками шириной 0,5—1 м и длиной 1,5—2 м, реже больше, достигающие видимой глубины 7—8 м. Это та глубина, которую удавалось измерить рулеткой, фактически же она значительно больше. Глубже — это уже узкая трещина, которая, очевидно, бывает связана с подземными ходами, часто открывающимися в виде пещер и крупных ниш в стенках каньона.

Колодцы, расположенные близ бровки каньона или впадающих в него оврагов, растут обычно очень быстро. Рост их значительно убыстряется, если к колодцу подходит какой-нибудь временный водоток, который сбрасывает в него воду, промывая в его дне подземный ход. Через такой ход могут выноситься огромные массы породы, вследствие чего колодец начинает быстро расти и превращаться в очень крупную, уже эрозионно-суффозионную форму рельефа.

4) Слепые овраги имеют форму обычных эрозионных коротких оврагов глубиной 1,5—2 м, шириной 3—5 м и длиной 20—30 м. Очертания их в плане обычно слабо извилисты. Отличаются они от эрозионных оврагов тем, что и начинаются и кончаются они слепо (фиг. 13). В их формировании, очевидно, принимает участие, наряду с суффозионно-карстовыми процессами, и глубинная эрозия. При этом процесс их образования протекает при условии затрудненного и замедленного выноса материала вглубь (явление, обратное тому, которое наблюдается при формировании колодцев). Возможно, что образование слепого оврага происходит по какому-либо древнему погребенному водотоку, предопределяющему его направление и длину.

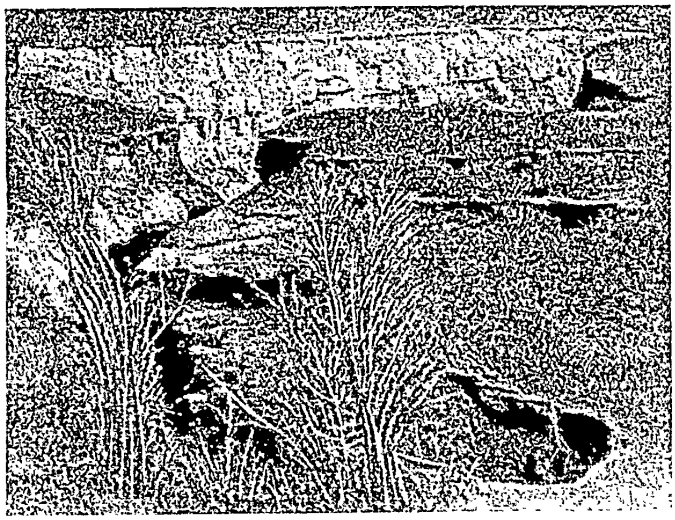
Крупные формы суффозионно-карстового рельефа на молодой аллювиально-дельтовой равнине древней Аму-Дарьи не имеют большого распространения и не достигают значительных размеров. Встречаются они только близ каньона Дарьялыка и представляют собой дальнейшее развитие средних форм суффозионно-карстового рельефа. По мере увеличения в размерах, колодец или слепой овраг меняет очертания и превращается в крупное «провалье», имеющее обычно в плане неправильно-удлиненную форму, вертикальные стенки и более или менее плоское дно, иногда загроможденное обвалами. Такое провалье имеет в поперечнике несколько десятков метров и глубину, близкую к 10 м. Рост этих форм происходит в основном за счет обрушивания их вертикальных стенок вследствие эрозии и подкапывания суффозионными

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

процессами снизу. Таким образом, провалья также развиваются под воздействием двух процессов — суффозионно-карстового и эрозионного.

Широкое развитие суффозионно-карстовых процессов в сочетании с эрозией вполне понятно в условиях молодой верхнечетвертичной дельтовой равнины. Ее отложения не успели претерпеть какую-либо метаморфизацию или хотя бы большое уплотнение, а сразу же после возникновения подверглись, под воздействием пустынного климата, сильному высыханию. Естественно, что в толще аллювия образовались трещины, а сами осадки стали пористыми. Вода, соприкасаясь с этими осадками, должна вызывать их уплотнение и, следовательно, приводить к образованию просадок. Проникая вглубь толщи, перемещаясь по более круп-



Фиг. 13. Слепой овраг на Присарыкамышской дельте близ Дарьялыка

ным порам, трещинам и пустотам, вода должна захватывать и переносить частицы мелкозема, а также расширять трещины и пустоты, превращая их в более крупные ходы и вызывая значительные изменения в характере рельефа. В том случае, когда эти ходы и трещины имеют выход на сторону, в какую-либо соседнюю депрессию, например, в каньон Дарьялыка, то все эти процессы протекают более интенсивно, и в результате могут развиваться крупные формы рельефа этого типа.

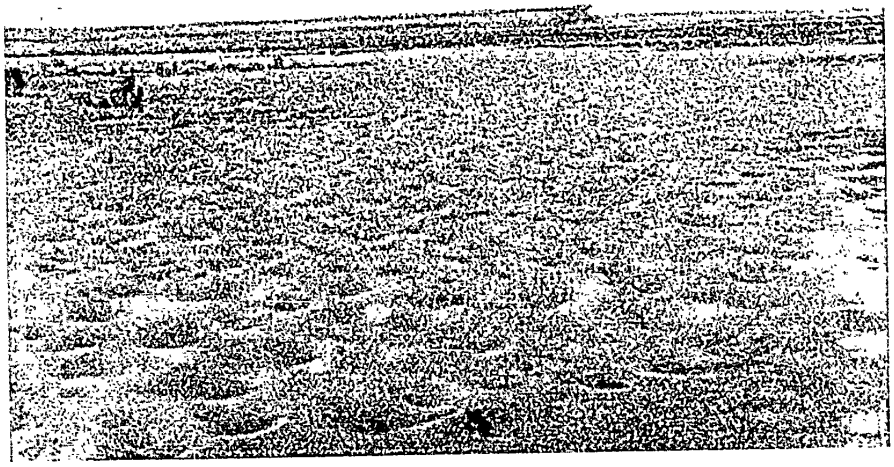
Вот почему наиболее крупные и наиболее глубокие формы суффозионно-карстового рельефа развиваются близ каньона, в других же местах на плоской дельтовой равнине и в Сарыкамышской впадине встречаются преимущественно мелкие, начальные формы, а из средних — чаще всего воронки, развивающиеся близ кустов.

Весьма интересны в этом отношении поверхности, которые можно назвать «дырчатыми такырами», занимающие значительные площади в пределах низких дельт Дарьялыка и Даудана, на абсолютных высотах, близких к 0 м и ниже. Эти глинистые поверхности покрыты густой сетью вертикальных углублений, расширенных до 10—40 см вверху, воронкообразно суживающихся книзу и на глубине 20—40 см переходящих в глубокие подземные трещины. Расположены они на расстоянии

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

30—60 см одна от другой (фиг. 14). Иногда они соединяются между собой, образуя глубокое отверстие неправильной формы. Такие поверхности обязаны своим происхождением суффозионно-карстовым процессам, развивающимся на очень молодой, недавно сформировавшейся дельте; при этом они возникают лишь в определенных условиях литологического состава осадков и современного залегания грунтовых вод. Присущее такырам правильное, сотовое расположение «дыр» обусловлено, очевидно, первоначальным растрескиванием глинистой поверхности на полигональные отдельности.



Фиг. 14. «Дырчатые такыры» на поверхности молодой дельты Дарьялыка

ВЫВОДЫ

Сарыкамышская впадина, прошедшая довольно сложный цикл развития, имеет в настоящее время, как мы видели, весьма разнообразный рельеф и почвенно-растительный покров. До сих пор существует мнение о том, что основные площади впадины заняты солончаками и непригодны для хозяйственного освоения.

Однако на самом деле это не так и доказательством этого является в первую очередь то, что во многих местах этой впадины можно встретить следы прежней хозяйственной деятельности человека в виде орошаемых полей, о которых говорилось уже выше.

Факт существования древних ирригационных сооружений, охватывающих в Сарыкамышской впадине огромные площади, указывает на то, что здесь имеются территории с вполне благоприятными для развития растительности условиями, которые могут быть использованы и в настоящее время.

С точки зрения возможности хозяйственного освоения Сарыкамышская впадина может быть разделена на следующие районы.

1. Соляные озера и залежи солей расположены на днищах наиболее глубоких котловин и занимают относительно небольшие площади. Соляные залежи достигают мощности, как это установлено полевыми

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

UNIV. BIBL. BERLIN

наблюдениями Е. И. Лукьяновой, в некоторых котловинах 1 м, а возможно и больше, и состоят из чистой кристаллической поваренной соли, которая вполне пригодна для употребления в пищу. В случае необходимости эта соль может разрабатываться.

2. Солончаки наибольшего распространения достигают в центральной части впадины и по отдельным котловинам, расположенным по окраине Сарыкамыша. Солончаки встречаются всюду на выходах зеленоватых палеогеновых глин и в той части впадины, которая в недавнее время была затоплена соляным озером, относимым к третьей стадии существования Сарыкамышского бассейна. Это — наименее пригодные для освоения земли. Территории, занятые солончаками, могут быть использованы под затопление сбросовыми водами.

3. Пески — оголенные барханные и полуоголенные грядовые — распространены по всей площади впадины, но преимущественно — в восточной и южной частях. Эти песчаные массивы прежде всего потребуют мероприятий по их закреплению и облесению с последующим использованием этих преимущественно саксауловых лесов для топлива.

4. Пески ровные и мелкобугристые, большей частью поросшие саксаульником и травяной растительностью, распространены главным образом по окраинной зоне Сарыкамыша на высоте более 40—50 м над ур. м., т. е. на террасах первой и отчасти второй стадий существования Сарыкамышского озера.

Эти территории вполне могут быть использованы как под облесение, так и под выпас.

5. Террасовые равнины сложены озерными мергелистыми суглинками и илами, отложенными пресными и слабосолоноватыми водами озер конца первой и большей части второй стадий. Расположены они в основном также по окраинной зоне и в южной половине впадины на абсолютных высотах от 10—15 до 35—40 м. Рельеф этих террас плоскоравнинный, местами довольно часты суффозионно-карстовые образования, преимущественно в виде мелких начальных форм и воронок.

Растительность представлена здесь большей частью саксаульниками со сплошным травяным покровом. К этим территориям приурочены следы древних ирригационных систем.

Это — наиболее благоприятные для хозяйственного освоения земли, они могут быть использованы под пастбища, а возможно, при орошении, и под посевы. В случае орошения Присарыкамышской дельты воду к этим землям можно будет легко провести самотеком. К тому же эти земли могут орошаться и за счет будущих сбросовых ирригационных вод.

Широко распространенные на этих террасах озерные мергелистые осадки, состоящие в значительной части из раковин микроорганизмов и растительных остатков, могут быть, повидимому, использованы в качестве гидравлической прибавки к цементу. Для окончательного решения этого вопроса необходимо провести анализы и опробования. Отложения приурочены также и к озерным террасам первой (узбойской) стадии Сарыкамыша и слагают площади главным образом по межгрядовым понижениям на юге впадины и в Верхне-Узбойском коридоре.

6. Низкая дельтовая равнина Дарьялыка и Даудана, расположенная вдоль восточных склонов Сарыкамыша, на высоте 0—10 м ниже ур. м., сложена аллювиально-дельтовыми песчано-глинистыми отложениями. Рельеф — плоскоравнинный с локальным развитием суффозионно-карстовых явлений. Эти земли пригодны для сельскохозяйственного освоения при условии подачи сюда воды, в частности — сбросово-ирригацион-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ной. Местами потребуются мероприятия, так же как и в предыдущем районе, по борьбе с суффозионно-карстовыми явлениями.

7. Площади, сложенные известняками и мергелями сармата, а также покрытые щебнем и галечником и песчано-галечниковыми береговыми валами, обычно почти оголенные, не пригодны для сельскохозяйственного освоения, но могут представлять интерес с точки зрения использования слагающих их горных пород и галечников в качестве строительного материала.

Из изложенного видно, что в Сарыкамыше имеются довольно значительные площади, несомненно заслуживающие внимания.

Таким образом, можно считать, что Сарыкамышская впадина представляет большой интерес как с точки зрения сельскохозяйственного ее освоения, так и для использования некоторых отложений, распространенных во впадине, в качестве строительных материалов.

Использовать земли Сарыкамыша, пригодные для сельскохозяйственного освоения, тем более важно, что расположены они в зоне, прилегающей к орошаемым землям на Присарыкамышской дельте. Они залегают на уровнях, относительно более низких, что позволит подавать сюда воду самотеком. Важно также и то, что вблизи этих территорий расположены глубокие котловины, которые можно использовать для дренирования орошаемых земель и тем самым предохранить их от засоления. Ближайшей задачей сейчас должно быть более детальное почвенное, геоботаническое и геоморфологическое изучение и съемка Сарыкамышской впадины с целью выявления всех земель, пригодных для сельскохозяйственного освоения, и проведения качественной их оценки.

Это поможет включить новые массивы земель в план сельскохозяйственного освоения.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-Дарьи. — Изв. Геол. ком., 1914, т. 33, № 6.

Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи.— Тр. Гл. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, 1931, вып. 12.

Берг Л. С. Аральское море. — Изв. Турк. отд. Русск. геогр. об-ва. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9. СПб., 1908.

Берг Л. С. Рельеф Туркмении. В сб. «Туркмения», т. 2. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1929.

Гедройц К. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях на сухих руслах Аму-Дарьи. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 1882, т. 18, вып. 2.

Георгиевский Б. М. Материалы по гидрогеологии низовьев Аму-Дарьи.— Материалы по гидрогеологии и инженерной геологии Узбекской ССР, вып. 1. Ташкент, 1935.

Герасимов И. П. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода.—Пробл. физ. географии, т. 5. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1938.

Герасимов И. П. Физико-географический очерк Сарыкамыша. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 35, М.—Л , 1940.

Глуховской А. П. Пропуск вод Аму-Дарьи по старому ее руслу в Каспийское море. СПб., 1893.

Димо Н. А. Почвенные исследования в бассейне р. Аму-Дарьи. — Ежегодник Отд. зем. улучш. за 1914 г., т. 6, ч. 2. СПб., 1915

Доскач А. Г. Геоморфологический очерк Кунядарьинской древнеаллювиальной равнины (Сарыкамышской дельты Аму-Дарьи). Тр. Ин-та геогр. Акад Наук СССР, т. 35. М.—Л., 1940.

Каульбарс А. В. Низовья Аму-Дарьи, описанные по собственным исследованиям в 1873 году. — Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. 9. СПб., 1881.

Кесь А. С Русло Узбой и его генезис. — Тр. Ин-та геогр Акад. Наук СССР, т. 30. М.—Л., 1939.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Кесь А. С. Происхождение Узбоя. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геогр., 1952, № 1.

Коншин А. М. Сарыкамышский озерный бассейн и Западный Узбой. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 1885, т. 21, вып. 3.

Коншин А. М. Разъяснение вопроса о древнем течении Аму-Дарьи по современным геологическим и физико-географическим данным. — Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. 33, № 1. СПб., 1897.

Лунардини. Описание части Узбоя от кол. Бала-Ишем до кол. Сары-Камыш.— Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 4, № 1. Тифлис, 1875. (С картой).

Лупинов Н. П. О распространении *Cardium edule* L. в районе Сарыкамышской впадины. — Пробл. физ. географии, т. 12. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.

Лупинов Н. П. О генезисе Сарыкамышской впадины. — Изв. ВРГО, т. 80, вып. 2. М., 1948.

Лупинов Н. П. и Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. — Докл. Акад. Наук СССР, 1945, т. 50.

Мурзаев Э. М. О максимальном уровне древнего Сарыкамышского озера. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геогр. и геофиз., 1938, № 5—6.

Мурзаев Э. М. К геоморфологии юго-восточной окраины Сарыкамышской котловины. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 35. М.—Л., 1940.

Петрусевич Н. Г. Предварительный отчет об исследовании Дарьялыка и местности между Аму-Дарьей и Сарыкамышем. — Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 5, № 4. Тифлис, 1878.

Петрушевский Б. А. Заметки о геологическом строении равнины Эшек-Ашкрен-Кыр (Кара-Кумы). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, т. 15, вып. 2.

Толстов С. П. Археологические работы Хорезмской экспедиции Академии Наук СССР в 1952 г. — Вестник древней истории, 1953а, № 3.

Толстов С. П. Новые работы советских археологов и этнографов. — «Известия», 10 мая 1953 г.

Федорович Б. А. Материалы по морфологии Кара-Кумов. В сб. «Кара-Кумы». Материалы Комиссии экспед. исслед., 1930, вып. 20.

Шрейдер А. А. Впадина Ассаке-Каудан на южном Усть-Урте. — Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, т. 70, вып. 1.

Эберзин А. Г. О кайнозойских отложениях Сары-Камыша. — Тр. Второй сессии Акад. Наук Туркменской ССР в г. Куня-Ургенч 18—20 сентября 1951 г., Ашхабад, 1952.

Яминов А. А. и Кунин В. Н. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геогр., 1953, № 3, стр. 21—28.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

В. П. ОЛЮНИН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЗАКАТАЛЬСКОЙ ЗОНЫ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Закатальская чайная зона расположена в северо-западной части Азербайджана, на Алазано-Агричайской равнине и на южном склоне Большого Кавказа, и включает районы Белоканский, Закатальский и северную половину Кахского. На западе и юго-западе она граничит с Грузинской ССР, на севере — с Дагестанской АССР, а на востоке — с Нухинским районом Азербайджанской ССР.

Геоморфологические исследования в Закатальской зоне проводились в 1951 г. в связи с комплексным изучением природных условий и сельского хозяйства, предпринятым Азербайджанской комплексной экспедицией по развитию культуры чая СОПС Академии Наук СССР совместно с Академией наук Азербайджанской ССР.

Основной целью этих исследований было выявить площади земель, пригодных по почвенным и климатическим условиям под культуру чайного куста.

В связи с тем, что чайный куст может расти только на кислых почвах и гибнет на карбонатных и щелочных, при проведении геоморфологических исследований большое внимание было уделено вопросу о происхождении рельефа предгорий и равнины и, в частности, изучению аккумулятивных форм рельефа и материала, из которого последние образовались. Одновременно с этим изучались геоморфологическое строение и история развития рельефа этой зоны.

Чаепригодные земли и плантации чайного куста имеются в Белоканском, Закатальском и в северной половине Кахского районах Азербайджанской ССР, в предгорьях юго-восточной части южного склона Большого Кавказа и на Алазано-Агричайской равнине, поэтому мы и остановимся на характеристике этих геоморфологических областей.

Закатальская зона уже давно привлекала внимание исследователей, изучавших ее природные условия. В опубликованных научных трудах, статьях и заметках имеются сведения по геологии, ботанике и почвах зоны. Специальных же печатных работ по ее геоморфологии почти нет. В различных работах по другим специальностям мы находим лишь отрывочные сведения об орографии, гидрографии и четвертичным отложениям. Исключение составляет небольшая статья Р. Г. Султанова (1944), дающая общую характеристику значительно большего района, чем изученный нами. Материал по геоморфологии имеется также в работах по вопросу о распространении и происхождении катастрофических наводнений и селевых потоков, наблюдаемых часто в Закатальской зоне и в соседних районах. Над этим вопросом работали Н. Н. Пыльцев (1904), И. И. Рощин (1931), Н. П. Ситковский (1935) и другие, исследования которых

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

подытожил и дополнил своими наблюдениями Л. П. Леонтьев (1949, 1951), сделавший ряд правильных выводов о происхождении и распространении селей на Закатало-Цухинском участке южного склона Большого Кавказа. Закатальскую зону исследовал также Э. Ш. Шихалибели, результаты многолетних работ которого были доложены на III Конференции по геоморфологии Закавказья в 1951 г. В 1950—1951 гг. здесь работала также П. В. Думитрашко, руководившая нашими исследованиями в этой зоне.

Территория Белоканского, Закатальского и северной половины Кахского районов относится к двум геоморфологическим областям: горной — области сводового поднятия и денудации Большого Кавказа и равнинной — области опускания и аккумуляции Алазано-Агричайской межгорной впадины, или Алазано-Агричайской равнины. Южная половина Кахского района входит в область степных плоскогорий, или Аджинаурской степи, или предгорных возвышенностей. Все три геоморфологические области продолжаются за пределами описываемой территории. Характеристика геоморфологического строения этих областей на северо-западе, на территории Грузинской ССР, дана А. Н. Джавахашвили (1947).

В горную часть Закатальской зоны входит только южный склон области сводового поднятия и денудации Большого Кавказа. Южный склон Большого Кавказа и Алазано-Агричайское межгорное понижение представляют собой различные тектонические структуры. Южный склон Большого Кавказа является южным крылом сводового поднятия Главного хребта, которое осложнено вторичной асимметричной складчатостью, с падением на юг (Паффенгольц, 1930). В. В. Вебер (1939) выделил его в подзону собственно южного крыла зоны Главного поднятия. К югу от антиклинория Главного хребта, в предгорьях, начиная от р. Мухах-Чай и дальше к юго-востоку, расположен тектонический пояс Вандамо-Джалутского поднятия (Вебер, 1939), совпадающий с южной полосой выходов на поверхность земли известняков верхнеюрского возраста. Это поднятие, по В. В. Веберу, является крупной антиклиналью, у которой южное крыло, а северо-западнее р. Мухах-Чай и вся она погружается под отложения Алазано-Агричайской равнины. Между этой антиклиналью и южным крылом Главного поднятия расположена синклиналь подзоны передового пояса южного склона, сложенная отложениями нижнемелового возраста, смятыми в складки, опрокинутые к югу и часто разорванные продольными смещениями (там же).

Южный склон области сводового поднятия и денудации Большого Кавказа делится на два геоморфологических района: средних гор и предгорий. Район средних гор имеет в основном резко расчлененный среднегорный рельеф, а предгорья — резко расчлененный низкогорный рельеф. Горы в северо-западной части Закатальской зоны сложены глинистыми сланцами и песчаниками, иногда с пластами диабаза и порфирита нижнеюрского возраста. В центральной части, начиная с северо-запада, в предгорьях появляются сланцы средней юры, а за ними — известняки верхней юры. Отложения средней, а вслед за ними и верхней юры отходят вглубь гор и слагают их бо́льшую часть; в предгорьях распространены отложения мелового возраста.

Горные породы нижне- и, частично, среднеюрского возраста обладают кислой реакцией, а породы верхнеюрского и нижнемелового возраста — преимущественно карбонатные. В юго-восточной части гор становятся более карбонатными также отложения среднеюрского возраста. Горы и равнину пересекают многочисленные реки и ручьи. Наиболее крупные

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

из них: Мазым-Чай, Белокан-Чай, Катех-Чай, Тала-Чай, Мухах-Чай и Курмух-Чай — берут начало с Главного водораздельного хребта, а менее значительные: Немеров-Чай, Гумбов-Чай, Зарна-Чай, Лякит-Чай, Кум-Чай и Кашка-Чай — с боковых отрогов (фиг. 1). Эти реки и их притоки расчленили крутой и короткий южный склон Большого Кавказа на поперечные, быстро понижающиеся к равнине отроги. Местами на последних хорошо выражены продольные участки, вытянутые параллельно простиранию Главного водораздельного хребта и представляющие собой отрезки второстепенных боковых (горных и предгорных) хребтов, разделенных продольными же котловинообразными понижениями. Они возникли вследствие избирательной эрозии при разрушении гор.

Фиг. 1. Верховья р. Курмух-Чай в средневысотных горах. На склонах долины видны перегибы — остатки древних эрозионных врезов. На переднем плане — конус выноса притока, соответствующий четвертой террасе

В предгорных понижениях долины небольших ручьев преобразовались, вследствие продолжительной денудации, в широкие предгорные денудационные цирки или «караи», как их называют живущие здесь лезгины. Караи имеют вид широких котловинообразных расширений, полого наклоненных и открытых в сторону долин главных рек. Эти предгорные цирки представляют собой короткие долины третьестепенных притоков главных рек, с широким плоским дном и со сравнительно крутыми склонами. Караи заполнены делювиально-пролювиальными и пролювиальными отложениями местного происхождения, которые в устьевых частях подперты отложениями конусов выноса главных рек, внедряющихся вглубь караев. Это внедрение произошло вследствие того, что в предгорьях, в нижних частях горных долин и на прилежащей части равнины происходило и происходит отложение наносов, выносимых реками из горных долин, и образование из этого материала конусов выноса, поверхность которых возвышается как над равниной, так и обычно над дном караев.

Равнинная часть, или область опускания и аккумуляции Алазано-Агричайской межгорной впадины, или Алазано-Агричайской равнины

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

(область погребенных террас, по С. С. Кузнецову, 1938), представляет собой синклинальный прогиб, ограниченный с севера антиклиналью Вандамо-Джалутского поднятия, а с юга — антиклиналью зоны предгорных поднятий области степных плоскогорий. В пределах этой депрессии имеются второстепенные складки и разрывы. Алазано-Агричайская депрессия является полосой опускания, зародившейся, повидимому, на границе доггера и мальма. По мнению П. В. Думитрашко, опускания преобладают над временными поднятиями со второй половины четвертичного периода и продолжаются в настоящее время. Наклонная Алазано-Агричайская равнина сложена пролювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями, образующими конусы выноса рек, стекающих с южного склона Большого Кавказа. Верхние части конусов выноса сложены более грубообломочным материалом, который к краевым частям конусов становится все более тонким. В предгорной полосе равнины конусы выноса крупных рек хорошо выражены в рельефе. Они наверху глубоко заходят в горы по очень широким, постепенно суживающимся к северу речным долинам. На равнине конусы выноса спускаются к межконусным понижениям, по которым текут ручьи и реки с чистой, прозрачной водой — «кара-су», питающиеся выступающими на поверхность конусов выноса грунтовыми водами. По направлению к рекам Алазань и Агри-Чай поверхность конусов выноса выполаживается и они сливаются с террасами этих рек. По поверхности конусов выноса текут реки и ручьи, разделяющиеся на многочисленные рукава и разбирающиеся для орошения садов и полей.

Краевые части конусов выноса спускаются к террасам рек Алазань и Агри-Чай, которые проходят вдоль юго-западной границы Алазано-Агричайской равнины. На юго-востоке край конусов выноса и верхние террасы расчленены балками и оврагами.

На горных отрогах южного склона Большого Кавказа имеется ряд денудационных уровней, прослеживаемых в виде останцов ступеней, продольных по отношению к Главному водораздельному хребту. Останцы этих ступеней наблюдаются на вершинах горных хребтов на высоте 500, 600 (местная), 800—900, 1000—1200 (местная), 1250—1400, 1600—1700, 2100—2400 и 2600—2700 м над ур. м.

Другие ступени выражены в рельефе хуже и представляют собой размытые останцы более высоких поверхностей. Каждая из этих поверхностей выравнивания в отдельности является уровнем, которого достигают вершины гор. На этом уровне местами сохранились незначительные по площади участки со сравнительно более мягкими формами рельефа, с меньшими уклонами, чем наблюдающиеся на склонах гор; на них имеются лесные поляны или же более ровные участки горных пастбищ (фиг. 2 и 3).

Присутствие в горах описываемого района высоких выровненных поверхностей отмечалось еще до наших исследований. Р. Г. Султанов в своей статье (1944) указывает на наличие поперечных (по отношению к речным долинам) ступеней высотой в 800—1000, 1250—1400 и 1600 м над ур. м. П. Д. Ярошенко (1935) отмечает присутствие в Закатальском районе ступеней на высоте около 1300, 1600, 2100, 2350 и 2700 м над ур. м. Эти выровненные поверхности в описываемом районе обнаружила также и Н. В. Думитрашко.

Такие же по высотному положению выровненные поверхности имеются восточнее исследованного нами района, на юго-восточном окончании Большого Кавказа. По устному сообщению П. В. Думитрашко, ею и Д. А. Лилиенбергом на юго-восточном Кавказе выделены условно следующие главные поверхности выравнивания, которым эти исследователи пред-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

положительно приписывают определенный возраст: шахдагская, не старше сарматского возраста, — 3700—4000 м; салаватская, предположительно нижнепродуктивного века, — 2800—3100; ковдагская, акчагыльского

Фиг. 2. Древняя выровненная поверхность (2000—2200 м) в верховьях р. Белокан-Чай

и нижнеапшеронского возраста, — 2100—2450 м; дибрарская, верхнеапшеронского и предбакинского континентального времени (гюргянского века) — 1500—1600 м; чухурюртская, бакинского возраста, — 1200—1300 м и шемахинская, образовавшаяся в гюргянском веке, — 700—800 м над ур. м (фиг 4).

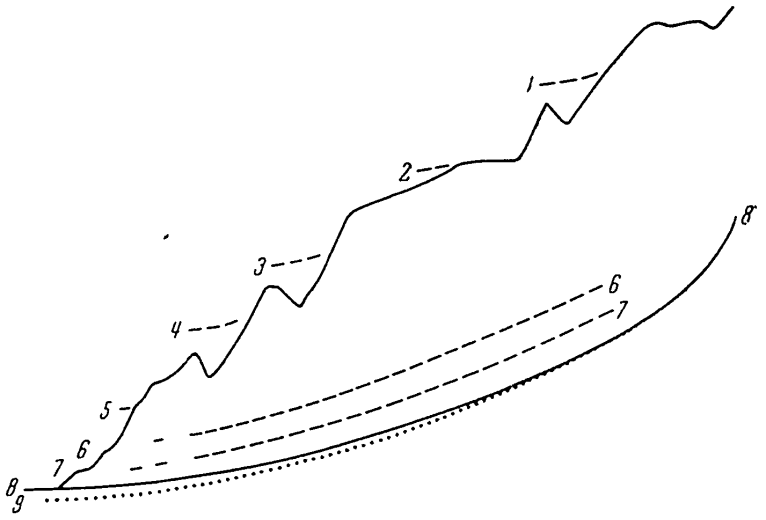
Фиг. 3. Эрозионные врезы (100—150 и 200—300 м) в верховьях р. Сиртах-Чай (левый приток р Белокан-Чай)

Так как в исследованном нами районе обнаружены денудационные уровни на тех же абсолютных высотах, то их условно можно считать: поверхность высотой в 2600—2700 м — салаватской, предположительно относящейся к нижнепродуктивному веку; поверхность высотой в 2100—

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

2400 м — ковдагской, имеющей акчагыльский и нижнеапшеронский возраст; поверхность высотой в 1600—1700 м, — дибрарской, верхнеапшеронского и предбакинского возраста; поверхность высотой в 1250—1400 м — чухурюртской, бакинского возраста, и поверхность высотой в 800—900 м над ур. м. — шемахинской, образовавшейся в гюргянский век. Шахдагская поверхность в исследованном нами районе отсутствует. Промежуточная выровненная поверхность, высотой 1100—1200 м, образовалась в бакинское время, в предгюргянский век. Второстепенные высокие ступени возникли в результате размыва более высоких выровненных поверхностей.



Фиг. 4 Схема древних выровненных поверхностей на южном склоне Большого Кавказа, в Закатальской зоне:

1 — салаватская, *2* — ковдагская; *3* — дибрарская; *4* — чухурюртская; *5* — шемахинская; *6* — эрозионный врез 200—300 м; *7* — эрозионный врез 100—150 м; *8* — пойма, *9* — коренное ложе долины.

Нижний перегиб гребня горных отрогов, находящийся на высоте 500 м над ур. м. прослеживается на склонах горных долин, где он переходит в нижний же перегиб склона, высота которого над дном долин достигает 100—150 м. Над ним местами сохранились остатки более высокого перегиба на относительной высоте в 200—300 м. Эти перегибы представляют собой верхние границы двух вложенных друг в друга эрозионных врезов. Абсолютные высоты перегибов возрастают к верховьям рек. В долинах последних наблюдаются также аккумулятивные речные террасы и соответствующие им по высоте конусы выноса. Число террас местами достигает 5—6.

Верхние террасы, как и выровненные поверхности, сильно размыты, и от них сохранились лишь небольшие останцы. Средние и нижние террасы выражены значительно лучше; они образовались из речных отложений, которые заполняют нижние части горных долин всех рек, стекающих с южного склона Большого Кавказа, и образуют конусы выноса, глубоко входящие в горы. Здесь отчетливо выражены обнаженная пойма и первая надпойменная терраса, в некоторых долинах занимающие

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

почти все их дно и всю поверхность конусов выноса. В долинах других рек к пойме и к первой надпойменной террасе относится вся поверхность конуса выноса только в нижней части долин. Эти террасы широки в предгорьях, а в вершинных частях конусов выноса сильно суживаются и у менее крупных рек, берущих начало с бокового хребта, находятся на дне сравнительно узких долин, врезанных в более древние отложения, образующие конусы выноса, соответствующие третьей и четвертой надпойменным террасам. Указанные террасы, как и другие, в устьевых частях долин горных рек переходят в конусы выноса. Из последних лучше сохранились останцы конусов выноса, соответствующие четвертой надпойменной террасе (фиг. 5). Эта терраса — четвертая по счету в долинах рек

Фиг. 5. Нижняя часть долины р. Тала-Чай. С правой стороны виден конус выноса, соответствующий четвертой надпойменной террасе. На переднем плане — первая надпойменная терраса, а левее ее — обнаженная галечниковая пойма

Мазым-Чай, Белокан-Чай, Катех-Чай и Тала-Чай, третья — в долинах рек Мухах-Чай, Курмух-Чай и Кашка-Чай и вторая — в долине р. Гумбов-Чай.

Поверхность конусов выносов, соответствующих четвертой надпойменной террасе, и этой террасы в разных долинах и на различных участках находится на разной высоте. По выходе из гор на равнину эти конусы выноса постепенно понижаются и их покрывают новейшие отложения. Высота поверхности конусов выноса, соответствующих четвертой террасе, вниз по течению рек быстро понижается и в речных долинах составляет: в среднем течении 50—70, в нижнем 20—25 м и в предгорьях, по выходе на равнину, сходит на нет. Высота редких останцов пятой террасы доходит до 50—100 и шестой — до 100—110 м.

На равнине аккумулятивные террасы имеются в долинах рек Алазань и Агри-Чай. В северо-западной части долины р. Алазань, более широкой, чем юго-восточная, в пределах Азербайджанской ССР, хорошо выражены первая и вторая надпойменные террасы, а ниже по течению реки к ней подходит и третья надпойменная терраса. В сравнительно узкой долине р. Агри-Чай имеются четыре надпойменных террасы, не считая локально развитых. Из этих террас верхняя на правом берегу представляет собой подрезанный рекой край конуса выноса, а на левом —

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

край равнины, на которую спускаются конусы выноса из района степных плоскогорий.

На основании сравнения с другими районами Большого Кавказа и, в частности, с его северным склоном в пределах Центрального Кавказа можно сделать предположение, что четвертая терраса горных долин имеет более молодой возраст, чем бюльское оледенение Л. А. Варданянца (1948), а третья, вторая и первая террасы — стадиальные.

История развития описываемой зоны, на основании изучения ее геоморфологического строения и сравнения с юго-восточным окончанием Большого Кавказа (П. В. Думитрашко и Д. А. Лилиенберг, личное сообщение), представляется нам как условная рабочая схема, требующая дальнейшего развития и уточнения, в следующем виде.

В акчагыле на месте Главного водораздельного хребта и к северу от него существовала суша. Она обладала, повидимому, горным рельефом, причем высота гор превышала 1000—1200 м. Эти горы были в значительной степени сложены отложениями верхнеюрского возраста. Выносимый реками из гор обломочный материал отлагался в море, расположенном на месте Алазано-Агричайского межгорного понижения и степных плоскогорий. При последовавшем поднятии возник уступ между Салаватской и Ковдагской поверхностями. Следующая эпоха выравнивания была в акчагыле (в конце ?) и в нижнем апшероне, когда образовалась Ковдагская поверхность выравнивания. Между нижним и средним апшероном происходила дальнейшая активизация поднятия свода Большого Кавказа и усиление эрозионных процессов. В Алазано-Агричайском межгорном понижении, повидимому, одновременно опускания начинают преобладать над поднятиями. Новая остановка воздымания Кавказа происходила в среднем апшероне и отмечена в рельефе промежуточной поверхностью высотой 2100—2200 м. В начале верхнего апшерона поднятие гор возобновилось и в верхнем апшероне и в предбакинском времени сменилось покоем и образованием дибрарской поверхности выравнивания. При последующих эпохах воздымания, сменявшихся периодами относительного покоя, на южном склоне Большого Кавказа образовались ступени, соответствующие чухурюртской и шемахинской поверхностям выравнивания.

В результате поднятий и денудационных процессов к послебакинскому времени возник среднегорный рельеф, местами со скалистыми формами. Склоны речных долин были положе склонов современных ущелий. При последовавшем затем небольшом поднятии глубина горных долин увеличилась, но их склоны все еще оставались сравнительно более пологими, чем склоны современных ущелий. Рельеф был в общих чертах схож с современным, только отсутствовали узкие и глубокие ущелья, которые возникли позже.

Одновременно с поднятием и денудацией гор продолжалось опускание Алазано-Агричайского понижения, сменявшееся временными остановками и поднятиями и накоплением на равнине, у подножья гор, отложений, выносимых реками из гор.

В послебакинское время Большой Кавказ вновь испытал поднятие, и реки врезались в его южный склон еще на 300—400 м, при этом склоны долин были все еще положе, чем в настоящее время.

В предхвалынское время произошло новое воздымание Большого Кавказа, и реки прорезали ущелья глубиной более 100—150 м. В предгорьях и в Алазано-Агричайском межгорном понижении лежали, как и в настоящее время, громадные аллювиально-пролювиальные и пролювиальные конусы выноса, отложения которых теперь на равнине почти повсеместно

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

погребены под позднейшими наносами. Незначительный размытый остаток древнего конуса выноса обнаружен нами только на территории Закатальского чаесовхоза, в виде останца второй снизу предгорной ступени.

В послехвалынское время произошло еще одно поднятие гор, во время которого возникли современные глубокие и узкие ущелья. При этом глубина речных долин возросла еще на 100—200 м, и от предгорий оказались отчлененными небольшие участки, которые позже продолжали подмывать стекавшие с гор реки. В настоящее время от этих участков сохранились лишь невысокие останцы в виде холмов, возвышающихся над поверхностью конусов выноса, например, между долинами рек Катех-Чай и Тала-Чай, близ с. Белоканы и в других местах. Из образовавшихся ущелий продолжали в изобилии поступать продукты разрушения гор, которые отлагались на равнине, на поверхности конусов выноса, и при временном замедлении поднятия гор быстро создавали местные базисы аккумуляции. Выносимые из гор наносы увеличивали мощность и высоту конусов выноса. Эти отложения вскоре стали накапливаться в долинах горных рек и в устьях предгорных ущелий. При этом возникли мощные конусы выноса, соответствующие четвертой террасе. Короткие предгорные ущелья, перегороженные в устьевых частях конусами выноса главных рек, стали наполняться продуктами разрушения, сносимыми с окружающих склонов и превратились в широкие и плоскодонные предгорные денудационные цирки — кары. Все это происходило после оледенения (бюльского по Л. А. Варданянцу), оставившего в горах Большого Кавказа хорошо сохранившиеся ледниковые формы рельефа.

После отложения конусов выноса, соответствующих четвертой террасе, и этой террасы последовало новое поднятие, в результате которого эти наносы были в горных ущельях размыты, а на равнине последовательно погребены под отложениями стадиальных третьей, второй, первой террас, так как местный базис эрозии, поверхность Алазано-Агричайской равнины, оставался одним и тем же. Этим объясняется то, что на Алазано-Агричайской равнине в подгорной полосе поверхность верхних частей современных конусов выноса наиболее значительных рек сложена отложениями, соответствующими первой надпойменной террасе. Ниже по склону конусов выноса отложения первой террасы спускаются во врезы рек и ручьев, и на поверхность водоразделов выходят наносы, соответствующие все более древним террасам вплоть до четвертичной. При этом к краю конусов выноса и к долинам рек Алазань и Агри-Чай на разных участках подходят отложения различного возраста.

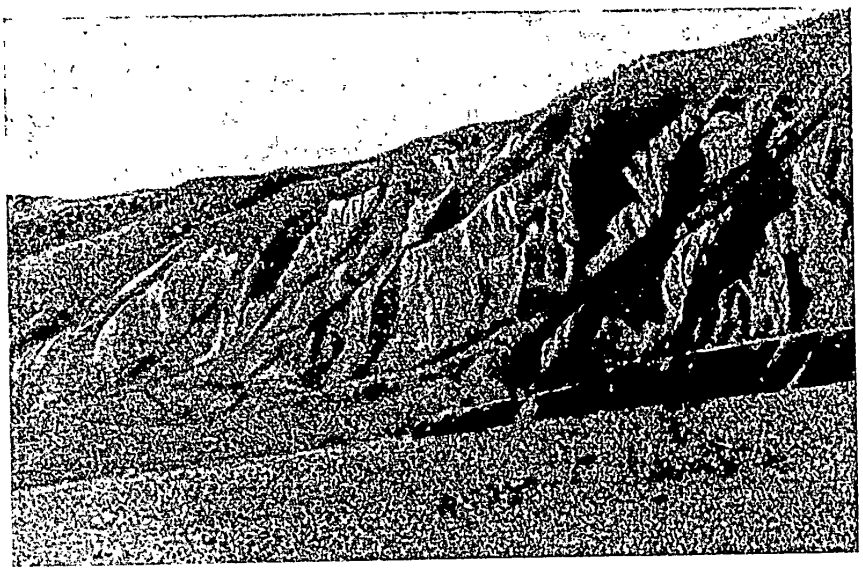
В настоящее время продолжается поднятие гор и их денудация, а на Алазано-Агричайской равнине наблюдается опускание ее и аккумуляция наносов, выносимых реками из гор. На отдельных участках, особенно в верхних частях конусов выноса, наблюдается также размывание временными потоками ранее отложенных наносов.

Выносимые из гор на равнину наносы образуют валунно-галечниковые отложения или же накапливаются в виде покрова из глинистых частиц с линзами песка. При длительном поливе происходит увеличение мощности почв за счет речных наносов, что наблюдается, например, на рисовых полях, где идет быстрое нарастание мощности почвенного слоя, а также в ореховых (фундучных) и других садах, где образуются валики из приносимых водой наносов. Это же явление происходит при разливе выходящих из берегов рек во время частых наводков. Формирование обнаженных валунно-галечниковых равнин продолжается и в настоящее время, так как они ежегодно затопляются во время наводков, часто

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

принимающих характер катастрофических наводнений, несущих с собой массу грубообломочного материала и только на юго-востоке Закатальской зоны имеющих вид типичных селей. Это объясняется тем, что горные породы, дающие при разрушении материал для селей (Леонтьев, 1949, 1951), покрыты лесом и лугами, растительность которых препятствует сносу рыхлых отложений со склонов гор. Уничтожение растительного покрова, в частности сведение леса и кустарника, приводило раньше и может привести и теперь к усилению эрозии в горах, уничтожению покрова из рыхлых отложений, увеличению скорости стока ливневых вод, а на равнине — к частым и сильным наводнениям, к смыву и порче полей и садов, к разрушению дорог, строений и т. д. Вследствие того, что по



Фиг. 6. Активные овраги в бассейне р. Курмух-Чай

направлению к востоку при увеличении сухости климата ослабевает защитная роль растительного покрова, сведение леса особенно опасно в Кахском и в более восточных районах Азербайджанской ССР. Некоторые речки в Закатальской зоне и особенно в более восточных районах в настоящее время маловодны и пересыхают летом. Это — следствие относительной сухости климата и отчасти объясняется уничтожением в прошлом лесов, покрывавших склоны гор. Поэтому леса в горах имеют водоохранное и противоэрозионное значение и их запрещено вырубать.

На вершинах гор и, в частности, на древних выровненных поверхностях выше верхней границы леса расположены горные луга, которые используются как пастбища. На отдельных участках горных пастбищ, на крутых склонах, вследствие чрезмерного в прошлом выпаса, растительный и почвенный покров местами был уничтожен, произошла резкая активизация эрозионных процессов и возникли овраги (фиг. 6). Поэтому в настоящее время выпас скота на крутых горных склонах, особенно на вышедших из-под леса и кустарника, ограничивается, а в тех местах, где лес в прошлом был вырублен, предполагается его восстановить.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Предгорные цирки и расширенные участки речных долин в предгорьях по своим природным условиям пригодны для использования под субтропические культуры, в том числе на кислых почвах, и для разведения чайного куста. Вследствие того что каран образовались преимущественно в карбонатных горных породах, выполняющие их рыхлые отложения обычно также карбонаты. Отложения же главных рек чаще всего состоят из кислых горных пород. По этой причине культура чайного куста, требующего для своего успешного произрастания незасоленных и некарбонатных кислых лесных почв, в предгорных денудационных цирках возможна в первую очередь на участках, принадлежащих конусам выноса и террасам главных рек. Исключение составляют каран в районе Закатальского чаесовхоза и некоторые другие, в которых накопились преимущественно кислые отложения из местных горных пород, на которых образовались мощные бурые лесные почвы, выщелоченные под продолжительным воздействием атмосферных осадков; они имеют кислую реакцию и пригодны, вследствие этого, под культуру чайного куста.

Равнинная часть Закатальской зоны образована крупными конусами выноса, сложенными различными отложениями, состав которых зависит от того, в результате размыва каких пород, слагавших горы, они образовались и откуда их принесли реки.

Вследствие того что Главный водораздельный хребет Большого Кавказа сложен кислыми горными породами, стекающие с него наиболее крупные реки района выносят на равнину наносы из кислых горных пород и имеют сравнительно небольшую жесткость воды. Из-за того что по направлению к юго-востоку в строении гор принимают участие все более и более карбонатные горные породы, в отложениях главных рек юго-восточной части района появляется и увеличивается количество карбонатного материала, а вода становится жестче. Так как передовые горные хребты в центральной и особенно в восточной части района сложены карбонатными горными породами, стекающие с них второстепенные реки и ручьи выносят преимущественно карбонатные наносы. Этим объясняется то, что почвы, пригодные под культуру чайного куста, имеются не на всех конусах выноса горных рек, а обнаружены в западной и центральной частях подгорной полосы Закатальской чайной зоны. У конусов выноса, взятых в отдельности, верхняя, средняя и нижняя части различные. Так, в верхних подгорных частях конусов выноса наблюдается быстрое впитывание в почву поверхности вод. Поэтому здесь для успешного возделывания большинства сельскохозяйственных культур необходим полив. На участках с мощными кислыми почвами возможна культура чайного куста.

В средних и местами в нижних частях конусов выноса выходят на поверхность грунтовые воды, образующие многочисленные ручьи и речки с прозрачной водой (кара-су), обусловливающие высокую влажность почв и иногда их заболоченность, которая наблюдается также и в межконусных понижениях

Под сельскохозяйственные культуры по условиям рельефа используется вся равнинная часть и дно караев, за исключением обнаженных галечных пойм и оврагов. Склоны гор должны оставаться под защитными противоэрозионными и водоохранными лесами. Под сады могут быть использованы также более пологие нижние части склонов гор, покрытые делювиальными отложениями. Чайные плантации, в зависимости от почвенных и климатических условий, могут быть приурочены к предгорным денудационным циркам и к верхним частям конусов выноса с мощным почвенным покровом. Верхние части конусов выноса с обнаженными

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

валунно-галечниковыми отложениями и с неорошаемыми каменистыми почвами, а также область выклинивания грунтовых вод и межконусные понижения с заболоченными пространствами, плоская краевая часть конусов выноса и террасы рек Алазань и Агри-Чай непригодны под культуру чайного куста по почвенным и отчасти климатическим условиям.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А. Лагодехи-Ахалсопели. Геолого-петрографический очерк части южного склона Главного Кавказского хребта. Баку, 1940.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. 1—3. — Тр. Центр. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 108, 121, 126. М.—Л., 1938—1940.

Богачев В. В. Геологический очерк Азербайджана. — Материалы по районированию Азербайджанской ССР, т. 1, вып. 3. Баку, 1926.

Вардапянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. 2. Восточный Кавказ. — Изв. Гос. геогр. об-ва, 1933, т. 65, вып. 3.

Вардапянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.

Вебер В. В. Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта. — Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 90. Л.—М., 1936а.

Вебер В. В. От Вандома до Пухи. — Тр. Нефт. геол.-разв ин-та, серия Б, вып. 67, Л.—М., 1936б.

Вебер В. В. Зона южного склона в Нагорном Азербайджане — Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, новая серия, вып. 1. Л , 1939.

Гаврилов Ф. и Симонович С. Геологические наблюдения в области речных долин Норы и Алазани. — Материалы для геологии Кавказа, серия 2, кн. 9. Тифлис, 1895.

Геология СССР. Т. 10. Закавказье, ч. 1. Геологическое описание. М.—Л., 1941.

Джавахашвили А. П. Геоморфологические районы Грузинской ССР. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1947.

Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. Изд. 2, М., 1948.

Захаров С. А. Краткий почвенно-географический очерк Азербайджана. — Материалы по районированию Азербайджанской ССР, т. 1, вып. 2 Баку, 1926.

Захаров С. А. Почвообразователи и почвы Азербайджана. Материалы по районированию Азербайджанской ССР, т. 2, вып. 1. Баку, 1927.

Кузнецов С. С. Попытки геоморфологического расчленения Закавказья.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, т. 70, вып. 3.

Лейстер А. Ф. и Чурсин Г. Ф. География Закавказья. Тифлис, 1929.

Леонтьев Л. Н. Причины селевой активности Закатало-Нухинского участка Большого Кавказа. — Тр. Азербайдж. научно-исслед. ин-та гидротехн. и мелиорации, т. 1, Баку, 1949.

Леонтьев Л. Н. Селевые явления Закатало-Нухинского склона Большого Кавказа и их происхождение. — Пробл. физ. географии, т. 17. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.

Марков Е. Л. и Шлокосевич Л. Л. Закатальский заповедник. Баку, 1935 (Тр. Азербайдж. филиала Акад. Наук СССР, зоол. серия, т. 16).

Паффенгольц К. Н. Елисуйские минеральные источники. — Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, т. 49, № 6.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна р. Белокан-Ор. — Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 131. М.—Л., 1931.

Пыльцев Н. Н. О внезапных наводнениях и селях в Нухинском уезде Елизаветопольской губ. — Изв. Кавк. отд Русск. геогр. об-ва, 1904, т. 17, № 4.

Рейнгард А. Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. — Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1917, кн. 25, № 2—3.

Рощин Н. И. К вопросу о методах борьбы с селевыми потоками и наводнениями в Закавказье. — Бюлл. Закавк опытно-исслед. ин-та водного хоз., 1931, № 7.

Симонович С. Геологические наблюдения в бассейне нижнего течения р. Алазань в пределах Закатальского округа. — Материалы для геологии Кавказа, серия 2, кн. 10. Тифлис, 1896.

Ситковский Н. П. К вопросу изучения селевых потоков бассейна р. Белокан-Чай. — Тр. Азербайдж филиала Акад. Наук СССР, т. 17, серия геол Баку, 1935.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Султанов Р. Г. К геоморфологии южного склона Главного Кавказского хребта в Азербайджане. — Изв. Азербайдж. филиала Акад. Наук СССР, 1944, № 1.
Физическая география Азербайджанской ССР. Под ред. М. А. Кашкай и Г. Алиева. Баку, 1945.
Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1950, т. 25, вып. 3 и 4.
Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш., Гроссгейм В. А. К истории Азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрское время. — Изв. Акад. Наук Азербайдж. ССР, 1951, № 10.
Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа. Ч. 1. Большой Кавказ. М., 1926 (Тр. научно-исслед. ин-та географии вып. 2).
Щукин И. С. Общая морфология суши. — Т. 1—2. М.—Л., 1933—1938.
Ярошенко П. Д. К опытам внедрения чайной культуры в Кахетии и Белоканско-Закатальском районе. — Тр. Всес. научно-исслед. ин-та чайного хоз., 1935, № 4—5.
Ярошенко П. Д. Очерки растительности летних пастбищ Закатальского округа. — Тр. по геоботанич. обслед. пастбищ Азербайдж. ССР, серия Б. Летние пастбища, вып. 4. Баку, 1950.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1954 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ Выпуск 62

З. С. ЧЕРНЫШЕВА

РАЙОНИРОВАНИЕ КУЙБЫШЕВСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ ПО ХАРАКТЕРУ РАСЧЛЕНЕНИЯ

В настоящее время широко проводятся изыскательские работы в области предполагаемого орошения земель на базе использования электроэнергии Куйбышевской гидроэлектростанции. Эти работы включают выбор трасс основных оросительных каналов, идущих от Волги, и подбор участков, пригодных для установления плотин и организации оросительных систем с использованием вод малых рек.

Для успешного проведения этих работ, помимо геологических исследований, необходимо также детальнейшее геоморфологическое изучение территории и, в частности, изучение эрозионных процессов и соответствующих им эрозионных форм рельефа. Последнее будет иметь особенно важное значение при проектировании мелких водоемов и проложении местных оросительных каналов.

Геоморфологическое изучение указанной области, ставившее также целью выявление связи эрозионного расчленения территории с современными и особенно с новейшими тектоническими движениями, проводилось нами в составе комплексной научной экспедиции Академии Наук СССР. Оно составляло часть обширных исследований геоморфологических особенностей и современных тектонических движений Поволжья, проводимых Институтом географии Академии Наук СССР.

В исследованную территорию входит часть Куйбышевского Заволжья, окаймляющего широкой полосой излучину Самарской Луки с севера, востока и юго-востока. Она непосредственно примыкает к району строительства Куйбышевской гидроэлектростанции.

Сложная история развития исследуемой территории обусловливает резкое географическое различие отдельных ее участков и, в частности, различие характера их эрозионного расчленения (фиг. 1).

Северо-западный участок, представляющий собой часть плиоценового плато Заволжья, имеет сравнительно молодой возраст рельефа и соответствует глубокой тектонической депрессии с отдельными глубокими локальными структурами, вероятно, активными в настоящее время. Рельеф плато характеризуется наличием однообразных пологоволнистых, местами плоских водоразделов, склоны которых расчленены балочной сетью средней густоты и глубины вреза, иногда с интенсивнейшим современным размывом.

Центральная часть исследуемой территории представляет собой часть пермского плато Заволжья. Бóльшая часть этой территории является древним поднятием с отдельными куполовидными или чаще брахиантиклинальными структурами, которые, будучи отпрепарированными интенсивными денудационными и, особенно, эрозионными процессами, выражены в рельефе. В отличие от предыдущей области основные формы

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

рельефа имеют здесь доплиоценовый возраст. Значительно более узкие, чем на плиоценовом плато, волнистые или пологоувалистые водоразделы расчленены сравнительно густой и глубокой долинно-балочной сетью. Местами можно наблюдать увалисто-останцовые водоразделы с отдельными, резко выделяющимися возвышенностями.

Южная часть исследуемой территории, охватывающая северо-западную часть низких сыртов Заволжья, представляет собой послетретичную, полого-волнистую, местами увалистую равнину со средним или слабым неглубоким эрозионным расчленением, в настоящее время тектонически спокойную. Лишь с приближением к палеозойской оси Заволжья — области с неясно выраженными поднятиями — прослеживаются некоторые незначительные изменения в характере балочной сети (бо́льшая глубина балок, увеличение крутизны склонов).

Отражение тектонических структур в рельефе — положение общепризнанное в современной науке (Архангельский, 1911; Кассин, 1928; Милановский, 1940; Николаев, 1949; и др.). Как показали результаты совещания по геоморфологическому картированию, происходившему в марте 1953 г. в Институте географии Академии Наук СССР, большинство геоморфологов в настоящее время рассматривают формы земной поверхности как результат диалектического взаимодействия сил внутренних, т. е. тектонических, и сил внешних, нетектонических. С этой точки зрения мы и подходили к изучению эрозионных форм Заволжья (балок и оврагов).

Бо́льшая часть работ, касающихся связи рельефа с тектоникой, посвящена отражению тектонических движений на общем характере рельефа, в частности на характере современной и древней эрозионной сети в плане (Розанов, 1948; Андреев, 1949; Обедиентова, 1951). В некоторых работах разбираются более частные вопросы, например изменение строения долины в месте пересечения рекой активной структуры (Коржуев, 1954), связь асимметрии долин с тектоникой (Апродов, 1950; Качугин, 1950), связь карстовых процессов с тектоникой (Селивановский, 1952б).

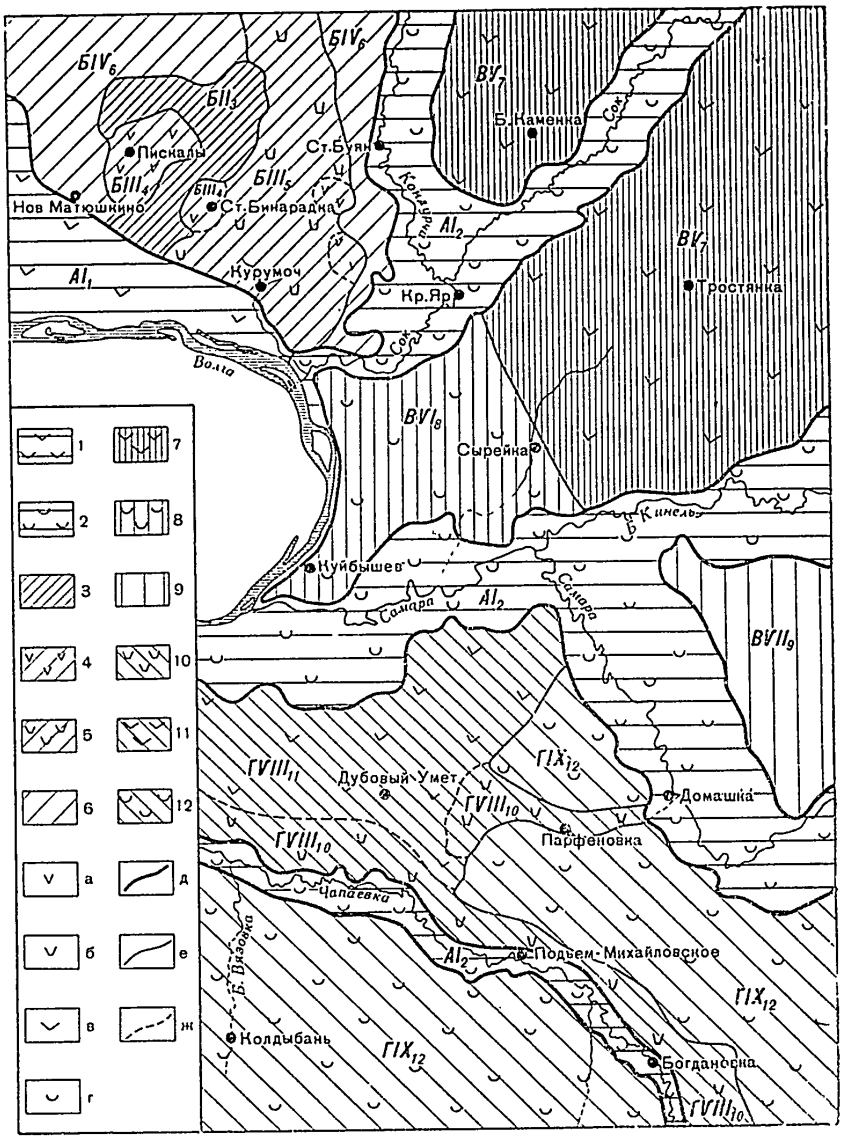
Наши исследования, помимо перечисленных выше вопросов, ставили задачу выявить влияние тектонических движений на морфологию эрозионных форм (балок и оврагов). В результате было установлено, что усиление или ослабление эрозионных процессов связано с изменением характера тектонических процессов, а изменение эрозионных процессов проявляется в соответствующем изменении морфологии эрозионных форм. Однако при этом не следует забывать, что на изменение хода эрозионного процесса и специфику его проявления влияет большое количество факторов, многие из которых при определенных условиях могут стать ведущими. Поэтому при изучении связи эрозионных процессов с тектоникой необходимо всестороннее и тщательное выявление и изучение нетектонических факторов, которые могут оказать влияние на ход эрозионного процесса в каждом конкретном случае.

Все эрозионные формы исследуемой территории подразделяются на балки и овраги, формируемые, соответственно, процессами нормальной и ускоренной эрозии. Под нормальной эрозией следует понимать эрозионные процессы, которые в данных конкретных условиях формируют задернованные эрозионные формы (балки). Под ускоренной эрозией мы понимаем более интенсивные эрозионные процессы, приводящие в данных условиях к формированию незадернованных или полузадернованных эрозионных форм (оврагов).

При определении характера балок и оврагов мы руководствовались в первую очередь характером поперечного профиля этих форм. Но, кроме того, учитывались также и другие факторы, как, например, приурочен-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6



Фиг. 1. Схема районирования западной части Куйбышевского Заволжья по характеру эрозионного расчленения.

А — долины Заволжья: *1* — район AI, подрайон AI_1 (долина Волги у северной окраины Самарской Луки), *2* — то же, подрайон AI_2 (долина Волги у восточной и юго-восточной окраины Самарской Луки), долины рек Сок, Кондурча, Большая Кинель, Самара и Чапаевка.
Б — пяоценовое плато Заволжья: *3* — район БII, подрайон $БII_1$ (водораздел рек Писклы, Буян, Курумоч); *4*—район БIII, подрайон $БIII_1$ (верхняя часть долины р. Писклы, средняя часть Бинарадской балки, верхние части балок у селений Чагры и Камышинка); *5* — то же, подрайон $БIII_5$ (водоразделы рек Буян — Курумоч и Курумоч — Бинарадская балка), *6* — район БIV, подрайон $БIV_6$ (правобережье р. Кондурчи и средняя часть долины р. Писклы)
В — пермское плато Заволжья: *7* — район BV, подрайон BV_7 (водораздел рек Сок—Кондурча и восточная часть водораздела рек Сок—Большая Кинель), *8* — район BVI, подрайон BVI_8 (западная часть водораздела рек Сок—Большая Кинель); *9* — район BVII, подрайон $BVII_9$ (водораздел рек Большая Кинель—Самара).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ность балок к более крупным формам рельефа, разработанность понижения приводораздельного склона к балке, характер бровки балки в плане, характер обнаженности склонов и др. Особое внимание уделялось изучению современного овражного размыва и выяснению причин, вызвавших его и способствующих его развитию, выявлялась приуроченность оврагов к другим формам рельефа, особенно к эрозионным, скорость их роста, характер пород, в которых они развиты, характер вершин.

При районировании исследуемой территории по характеру эрозионного расчленения нами была использована трехступенная система: основная таксономическая единица — область, следующая — район и последняя — подрайон.

В основу выделения области положена однотипная история формирования рельефа территории и своеобразие физико-географических процессов, наложивших общий отпечаток на характер как балочного, так и овражного расчленения. Районы выделены по густоте балочного расчленения. В зависимости от этого намечены: 1) районы с густым балочным расчленением (превышающим 0,940 км/км^2); 2) районы со средним балочным расчленением (от 0,750 до 0,940 км/км^2); 3) районы со слабым балочным расчленением (менее 0,750 км/км^2). Выделение подрайонов определяется интенсивностью современного овражного размыва.

Указанный принцип выделения областей, районов и подрайонов положен в основу табл. 1, в которой приводится характер балочного и овражного расчленения (типы расчленения) выделенных таксономических единиц.

Долины Заволжья характеризуются значительным возрастом и сложной историей формирования. Как правило, современным речным долинам соответствуют погребенные дотретичные долины, вскрытые буровыми скважинами. Древние долины значительно более глубокие, чем современные, с большим уклоном продольного профиля, вероятно, характеризовались более интенсивным боковым и глубинным размывом. Позднее эти долины были выположены частью морскими, частью континентальными отложениями третичного возраста.

Для современных речных долин характерны значительная ширина и хорошо развитый комплекс террас, сложенных песками, суглинками, супесями, местами — глинами. В большинстве долин прослеживаются пойма и две надпойменные террасы, большей частью хорошо отделяемые одна от другой. По абсолютной высоте вторая надпойменная терраса не превышает 50—60 м, возвышаясь на 20—30 м над урезом воды (указанные отметки характеризуют высоту второй террасы Волги). Обе эти террасы и пойма отличаются плоским рельефом, почти без эрозионного расчленения.

В наиболее крупных долинах местами встречается третья надпойменная терраса, которая, вследствие большей абсолютной и относительной высоты и значительного возраста, а следовательно и более длительного воздействия на нее денудационных процессов, имеет пологоволнистую поверхность, более расчлененную, чем поверхность молодых террас и поймы. В частности, третья терраса Волги к северу от Самарской Луки поднимается до абсолютной высоты 100—120 м, возвышаясь на 70—90 м

Г — низкие сырты Заволжья: *10* — район *Г*VIII, подрайон *Г*VIII$_{10}$ (правобережье р. Чапаевки и левобережье р. Домашки); *11* — то же, подрайон *Г*VIII$_{11}$ (западная часть водораздела рек Самара—Чапаевка); *12* — район *Г*IX, подрайон *Г*IX$_{12}$ (левобережье рек Чапаевки и Самары и правобережье р. Домашки).

Примечание. Густота штриховки соответствует густоте балочного расчленения (слабое, среднее, густое); *а* — овражный размыв интенсивный; *б* — то же, средний, *в* — то же, слабый; *г* — то же, незначительный; *д* — граница областей; *е* — граница районов; *жс* — граница подрайонов: $A1_1$ — индексы области, района, подрайона

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Таблица I

Типы эрозионного расчленения исследуемой территории

Области	Преобладающие породы	Районы	Балочное расчленение	Преобладающий характер поперечного профиля балок	Подрайоны	Овражный размыв	Преобладающий характер поперечного профиля оврагов и характер их верховьев
А	Супесь, суглинок, песок	I	Слабое	Плоскодонные, глубиной до 3—5 м, со слабо врезанным руслом или без него, с довольно крутыми короткими склонами, с четкой бровкой, почти без понижения приводораздельного склона	1	Слабый	V-образные или плоскодонные, глубиной 1—2, местами до 3—4 м
					2	Незначительный	V-образные, полузадернованные, в виде врезанного русла, обычно глубиной до 0,5 м, реже — до 1—1,5 м
Б	Песок, супесь	II	Густое	V-образные, глубокие (до 40—55 м), с крутыми прямыми или слабоступенчатыми склонами, с четкой бровкой, со слабо развитым понижением приводораздельного склона. Крупные балки террасированы	3	Отсутствует	—
		III	Среднее	Плоскодонные или U-образные, средней глубины (от 10 до 27 м), со слабо врезанным руслом (на глубину до 0,3, редко до 1 м), с выпуклыми склонами, четкой бровкой. Местами балки террасированы	4	Интенсивный	Каньонообразные или V-образные, глубиной в среднем 6—10 м, максимально до 17—20 м, с обнаженными стенками; задняя стенка размыва имеет высоту до 4—5 м
					5	Средний	V-образные, глубиной 2—3, местами до 5—8 м; высота стенки размыва в среднем 0,3—0,5 м, наибольшая — до 1—1,5 м

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Таблица 1 (*продолжение*)

Области	Преобладающие породы	Районы	Балочное расчленение	Преобладающий характер поперечного профиля балок	Подрайоны	Овражный размыв	Преобладающий характер поперечного профиля оврагов и характер их верховьев
		IV	Среднее	U-образные, неглубокие (в среднем от 4 до 10, максимально до 16—20 м), со слабо врезанным руслом или без него, широкие, с пологими, слабо выпукло-вогнутыми склонами	6	Отсутствует	—
В	Плотная глина, мергель, известняк	V	Густое	U-образные, в верхних частях — V-образные, глубокие (до 50—60 м), с руслом, часто врезанным в коренные породы, асимметричные, с ровными или ступенчатыми склонами, с хорошо выраженным понижением приводораздельного склона. Крупные балки терасированы	7	Слабый	V-образные, глубиной от 0,5 до 2, иногда до 5 м, заканчиваются стенкой размыва высотой 0,3—0,5 м; со склонами естественного откоса, в рыхлых отложениях местами достигают глубины 7—8 м
		VI	Среднее	U-образные, неглубокие (до 10—20 м), с широким, слабо вогнутым дном, с пологими склонами	8	Незначительный	V-образные, глубиной до 1—1,5 м, очень слабо обнаженные, со стенкой размыва высотой до 0,2 м
		VII	Слабое	U-образные, неглубокие (3—5 м, максимально до 7—8 м), широкие, без четкой бровки	9	Отсутствует	—
Г	Глина, песок	VIII	Среднее	V-образные или U-образные, глубокие (в среднем 15—20 м, максимально до 30—40 м), с неглубоко врезанным руслом, с волнистыми, часто оползневыми склонами, терасированы.	10	Средний	V-образные глубиной от 2—3 до 5,5—8 м, с обнаженными верхними частями склонов и полузасыпанными или оползневыми (нередко полузадернованными)

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Таблица 1 (*продолжение*)

Области	Преобладающие породы	Районы	Балочное расчленение	Преобладающий характер поперечного профиля балок	Подрайоны	Овражный размыв	Преобладающий характер поперечного профиля оврагов и характер их верховьев
				Балки широтного простирания, асимметричные			средними и нижними частями. Заканчиваются стенкой размыва высотой 1,0—1,5 м, редко — 3—4 м
					11	Слабый	Плоскодонные, глубиной до 2—3 м, полузадернованные
		IX	Слабое	U-образные, средней глубины (от 5—7 до 10—15 м), с плоским слабо вогнутым дном, со слабо выпуклыми склонами, с четкой бровкой	12	Незначительный	Плоскодонные, глубиной до 1—2 м, служат руслом балки, нередко имеют постоянный водоток

над урезом воды. Переход от третьей террасы к коренному берегу обычно выражен в рельефе очень нечетко. Так, до сих пор положение границы третьей террасы Волги и плиоценового плато не установлено. Большинство исследователей проводят ее с севера на юг под тупым углом к руслу Волги, примерно в районе Ставрополя, относя, таким образом, всю территорию к востоку от этой линии, с абсолютными отметками свыше 100—120 м, к плиоценовому плато. Г. В. Обединтова (1953) на основе материала полевых исследований 1951 г. строит новую схему геоморфологического районирования этой территории, с учетом современных и новейших тектонических движений, согласно которой граница плато и третьей террасы Волги отодвинута к северо-востоку. При районировании нами была использована эта схема.

Плоские, ровные поверхности террас в целом характеризуются слабым балочным расчленением и слабо выраженным редким овражным размывом. Некоторое усиление густоты расчленения характерно для склонов террас, где обычно наблюдаются задернованные балки.

В области долин нами выделен один район (AI), который подразделяется на два подрайона (AI_1 и AI_2).

Первый подрайон (AI_1) включает долину Волги у северной окраины Самарской Луки. Он характеризуется слабым балочным расчленением и слабым современным размывом. Балки имеют U-образный поперечный профиль, пологие, слабо выпуклые склоны и слабо вогнутое аккумулятивное дно. Современный овражный размыв, в основном донный, местами береговой, в среднем имеет глубину 1—2 м, а в отдельных случаях доходит до 3—4 м; обычно овражный размыв бывает приурочен к крупным населенным пунктам.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Второй подрайон (AI_3) включает долину Волги у восточной и юго-восточной окраины Самарской Луки, долины рек Сока, Кондурчи, Большой Кинели, Самары и Чапаевки. Для него характерно слабое балочное расчленение с незначительным овражным размывом. Балки имеют корытообразный поперечный профиль, относительно крутые, слабо выпуклые склоны и аккумулятивное дно. Понижения приводораздельного склона к балкам не наблюдается. Дно балок задернованно, изредка в него слабо врезано русло глубиной не более 0,3—0,5 м. Овражные формы несколько большей глубины (до 1—1,5 м), как правило, полузадернованные, встречаются в основном по склонам террас.

Различие эрозионных форм первого и второго подрайона определяется разным возрастом поверхностей, на которых они развиты, а также значительной разницей их абсолютных и относительных высот.

Плиоценовое плато Заволжья расположено в северо-западной части исследуемой территории. С востока оно ограничено долиной р. Кондурчи, на юге граничит с третьей террасой Волги. Это плато в геологическом отношении является одним из наиболее молодых образований. Оно сложено толщей верхнетретичных (плиоценовых) отложений мощностью от 65 до 365 м, под которой погребены породы верхнепермского (казанский и татарский ярусы), средне- и верхнеюрского и нижнемелового возрастов. Современный размыв редко вскрывает донеогеновые породы, выходы которых отмечаются лишь в отдельных местах северной части района, где мощность плиоценовых отложений наименьшая.

Плиоценовые отложения представлены слоистыми, хорошо отмытыми, чистыми в основном кварцевыми песками желтого цвета. Реже встречаются прослои глин незначительной мощности. Изредка в нижней части толщи встречаются прослои песчаника.

Четвертичные отложения, перекрывающие песчано-глинистую толщу плиоцена, представлены современными и древнечетвертичными светло-серыми и светложелтыми, часто кварцевыми песками и желтобурыми, довольно грубыми суглинками. Генезис песков и их возраст окончательно еще не установлены.

Несмотря на сравнительную молодость рельефа плиоценового плато, история его развития уходит в далекое прошлое.

Как свидетельствуют данные бурения, в донеогеновое время палеозойские и мезозойские породы подвергались интенсивнейшим процессам размыва; тогда наметились основные крупные черты рельефа — долины и водоразделы. Позднее, в неогеновое время, усиленная эрозия сменилась аккумуляцей. На значительных пространствах к северу от Самарской Луки начали откладываться чистые кварцевые пески, вероятно в каком-то крупном бассейне, что обеспечило их сплошное распространение.

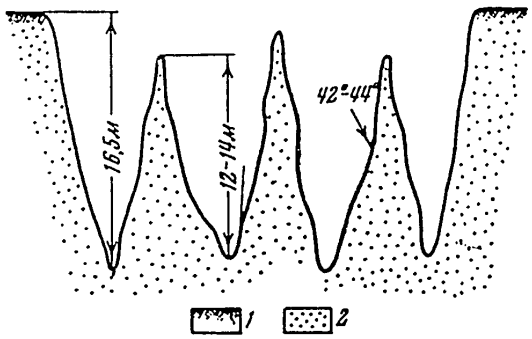
В конце плиоцена и в четвертичный период плато подверглось процессам денудации, в частности — процессам размыва. Наметились основные крупные формы рельефа, которые на большей части территории начали в общих чертах повторять древний, донеогеновый рельеф. Вскрытая бурением в западной части плато древняя долина, изгибающаяся в виде дуги в северном направлении, соответствует долине р. Пискалки (в западной части) и р. Курумоч (в восточной части). В центральной, северной части древняя долина оказалась как бы разорванной, и здесь ей в настоящее время соответствует водораздел между реками Пискалкой, Буяном и Бипарадской балкой.

Плато отличается плоскими и волнистыми водоразделами и разнообразными эрозионными формами (см. фиг. 1 и табл. 1). По характеру эрозионного расчленения в пределах плиоценового плато выделены три района (БII,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

БIII и БIV). Первый из них (район БII) включает один подрайон ($БII_3$) — водораздел рек Пискалка — Буян — Курумоч, который характеризуется густым балочным расчленением без современного размыва. В пределы второго района (БIII) входят два подрайона. Один из них — подрайон $БIII_4$ — охватывает верхнюю часть долины р. Пискалки, среднюю часть Бинарадской балки и верхние части балок у сел. Чагры и Камышинка; другой подрайон ($БIII_5$) включает водоразделы рек Буян — Курумоч и Курумоч — Бинарадская балка. Подрайон $БIII_4$ характеризуется средним балочным расчленением и интенсивным овражным размывом, а подрайон $БIII_5$ — средним балочным расчленением и средним овражным размывом. Третий выделенный нами район (БIV) включает один подрайон ($БIV_6$) — правобережье р. Кондурчи и среднюю часть долины р. Пискалки; для него характерно слабое балочное расчленение без современного размыва.



Фиг. 2. Схематический поперечный профиль верхней части одного из активных оврагов у с. Старая Бинарадка

1 — почвенно-дерновый горизонт; *2* — песок

Наиболее интенсивно современные эрозионные процессы проявляются в западной части района БIII (подрайон $БIII_4$), с которой мы и начнем обзор эрозионных форм плиоценового плато. Распространенные здесь рыхлые песчанистые или песчано-глинистые отложения, в которых формируются эрозионные формы, легко поддаются размыву (фиг. 2) и, попадая в водный поток в больших количествах, вызывают быстрое падение кинетической энергии потока, вследствие чего процессы аккумуляции начинают резко преобладать над размывом, у балок и оврагов образуются плоские днища. Чем интенсивнее происходит размыв в верховье, тем более ровным, а местами совершенно плоским становится дно в средней и нижней частях эрозионных форм. В большинстве из них оно незадернованно или задернованно только местами.

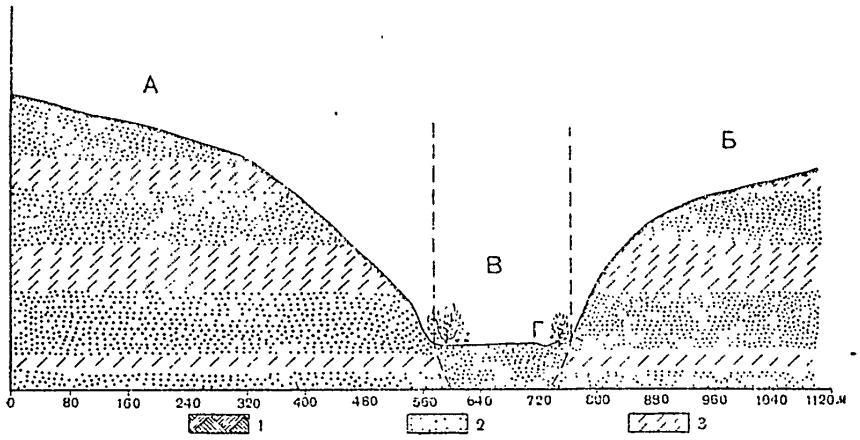
Вследствие относительно молодого возраста балок и интенсивной аккумуляции отложений на их дне, в результате чего происходит как бы подтопление этими отложениями склонов, делювиальные шлейфы в нижних частях последних отсутствуют. Склоны балок, как правило, крутые (до 20—30°) и выпуклые (фиг. 3).

В восточной части района БIII (подрайон $БIII_5$) наблюдается уменьшение современного размыва, что влечет за собой значительное ослабление процессов аккумуляции. Они происходят уже не за счет отложения материала на дне, а путем постепенного смыва, оползания материала и развития на склонах делювия. Изменение хода эрозионного процесса выражается в изменении морфологии эрозионных форм: из корытообразного и V-образного их профиль изменяется на U-образный. Там, где по каким-то причинам (часто—местным) имеется размыв, балки по своему характеру приближаются к эрозионным формам подрайона $БIII_4$, с плоским аккумулятивным днищем. Наиболее крупные балки, являющиеся верховьями речных долин, еще сохраняют плоское аккумулятивное

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

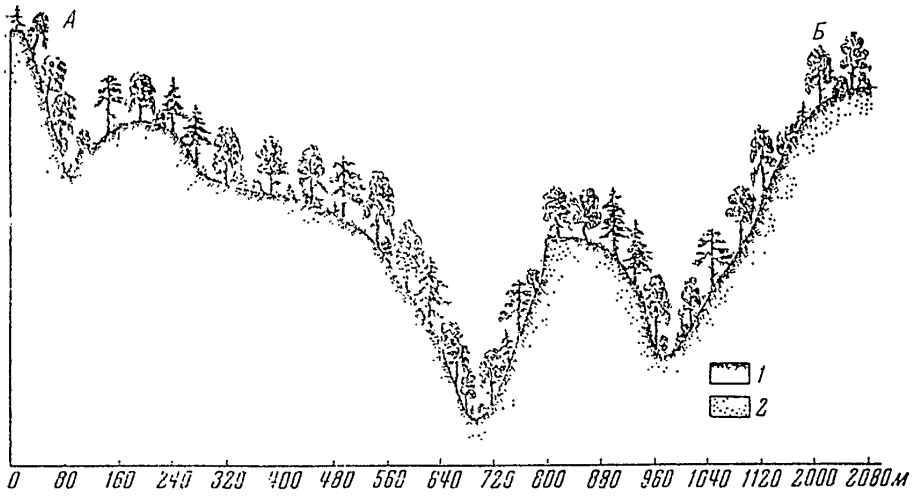
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

днище и довольно крутые, выпуклые склоны, но притоки этих балок почти повсеместно имеют ровные или выпукло-вогнутые склоны и относительно узкое вогнутое днище без современного размыва.



Фиг. 3. Схематический поперечный профиль долины р. Пискалки у дер. Ново-Еремкино

А — правый склон юго-восточной экспозиции, *Б* — левый склон северо-западной экспозиции; *В* — аккумулятивное днище; *Г* — сухое русло р. Пискалки. *1* — почвенно-дерновый горизонт; *2* — песок; *3* — супесь



Фиг. 4. Схематический поперечный профиль верхней части балки Сабинь-Лотке и ее левого притока к западу от с Старая Бинарадка

А — правый склон северной экспозиции, *Б* — левый склон южной экспозиции. *1* — почвенно-дерновый горизонт; *2* — песок с прослоями супеси (N_2)

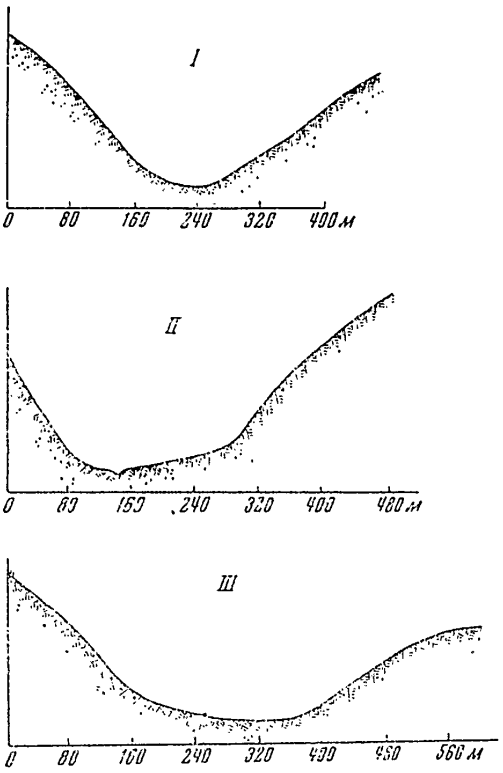
Подрайон $БII_3$, расположенный в центральной части плиоценового плато, характеризуется отсутствием современного размыва. Балки этого подрайона по своему строению резко отличаются от балок соседнего

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

подрайона $БIII_4$. Они большей частью глубокие, с прямыми или слабо выпуклыми, местами ступенчатыми склонами, с узким, плоским или слабо вогнутым днищем. Как правило, все эти формы, включая и водоразделы между ними, облесены (фиг. 4).

Вполне вероятно, что подобный характер балок обусловливается влиянием леса, до определенной степени сдерживающего размыв, особенно боковой. Но в отдельных случаях и в этих условиях прослеживались интенсивные современные размывы глубиной до 20 м и более, со стенками крутизной 50—70° (например, в верховьях Ново-Матюшкинской балки), обусловленные, как правило, нерациональной хозяйственной деятельностью человека.



Фиг. 5. Поперечный профиль Ново-Матюшкинской балки, впадающей слева в р. Янкалку (ниже места выхода балки из леса)

I — верхняя часть, *II* — средняя часть; *III* — нижняя часть.
Условные обозначения см. фиг. 4

Нужно отметить, что балки подрайонов $БII_3$ и $БIII_4$ отличаются четким выражением в рельефе. Почти везде хорошо прослеживается переход от водораздельного склона к склону балки; местами можно непосредственно наблюдать бровку. Вероятно, это связано с тектоническими движениями в центральной части плиоценового плато, о чем подробнее будет сказано ниже.

Для подрайона $БIV_6$ характерно дальнейшее ослабление эрозионного процесса по сравнению с предыдущими подрайонами. Балки здесь имеют пологие, слабо выпукло-вогнутые склоны и относительно более узкое дно. Современный размыв отсутствует (фиг. 5). В восточной части подрайона увеличение глубины местного базиса эрозии благодаря близости р. Кондурчи обусловило формирование более глубоких и крутостенных форм, чем в его западной части.

Как показывают результаты исследования, основной причиной, обусловливающей изменение эрозионного процесса в пределах исследуемой части плиоценового плато, вероятно, является тектонический фактор. Эта территория, почти непосредственно прилегающая к тектонически активной зоне жигулевской дислокации, в определенной части испытывает влияние этой зоны. Основание для такого предположения дает анализ новейших геолого-тектонических данных. На фоне общего понижения территории, обусловившего формирование глубокой Ставропольской депрессии (Розанов, 1946), выделяются отдельные тектонически более активные участки: тектонические повышения, обычно куполовидные или

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

несколько вытянутые, и соответствующие им линейно вытянутые понижения. Тектонические движения в этих локальных структурах менялись во времени как по интенсивности, так и по направлению, что обусловило формирование положительных и отрицательных структур, расположенных одна над другой. На подобное несоответствие структур различного возраста указывал Л. Н. Розанов при изучении генезиса структур Бугурусланского нефтеносного района. Более того, он отмечал, что «перемещение очагов поднятия в пространстве от эпохи к эпохе и последовательное наложение новых прогибов (нисходящих движений) на ранее сформированные поднятия, повидимому, являются характерными для областей депрессий» (1948, стр. 46).

Анализ рельефа, и особенно хода и характера эрозионного процесса, подтверждает этот вывод и дает основание предполагать активность отдельных глубоких структур в настоящее время. Типы эрозионного расчленения, соответствующие подрайонам $БII_3$ и $БIII_4$, приурочены к предполагаемым активным глубоким тектоническим структурам центральной части плиоценового плато. Следует отметить, что в доплиоценовое время территория Заволжья подвергалась длительному действию интенсивных процессов эрозии, сформировавших глубоко и сложно расчлененный рельеф (Мазарович, 1930; Милановский, 1935). Вскрытая геологическими работами доплиоценовая долина, западному отрезку которой соответствует современная долина р. Пискалки, а восточному — долина р. Курумоч, пересекала поднятие у с. Ново-Еремкино в его центральной части. В постплиоценовое время, когда сложно расчлененный доплиоценовый рельеф был выположен песчано-глинистой толщей плиоцена, поднятие, вероятно, превышало размыв, и древняя долина оказалась как бы разорванной в центральной части.

В настоящее время этот участок водораздела, соответствующий поднятию у с. Ново-Еремкино, в незалесенной распаханной части расчленяется густой сетью оврагов и балок, веерообразно расходящихся от сводовой части поднятия. При глубине размыва в 18—20 м скорость роста оврагов (по словам местных жителей) в отдельных случаях достигает катастрофических размеров — до 60—70 м/год (подрайон $БIII_4$). Балки залесенной части водораздела, также подходящие верховьями к своду структуры, формируются в условиях интенсивного эрозионного процесса, но очень своеобразно протекающего в условиях густого смешанного леса с хорошим подлеском. Они отличаются значительной глубиной, крутыми склонами, узким слабо вогнутым дном и отсутствием современного размыва. Балки, рассекающие водораздел, соответствующий поднятию у дер. Винтай, сходны с залесенными балками, но отличаются значительно меньшей густотой.

При полевых исследованиях мы обратили внимание на резкое морфологическое различие верхней части и средней и нижней частей долины р. Пискалки. Вероятно, это различие до определенной степени обусловлено тектоническим фактором.

В нижнем и среднем течении (примерно до с. Пискалы) долина Пискалки проходит по предполагаемой тектонической впадине, вероятно, имеющей бо́льшую тенденцию к опусканию, чем к поднятию (тектонической впадине соответствует часть доплиоценовой долины). На этом отрезке долина отличается шириной (до 6 км), незначительной глубиной (20—30 м), очень плохой выраженностью в рельефе, широким развитием песчаных всхолмлений различной ориентировки, отсутствием русла и каких бы то ни было признаков эрозионной деятельности. Долина полностью облесена (сосновый бор).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

В верхнем течении долина р. Пискалки рассекает крутой западный склон поднятия у с. Ново-Еремкино, как мы предполагаем, — тектонически активного. На этом участке морфология долины резко меняется. Долина хорошо выражена в рельефе, вырисовывается бровка ее, что можно видеть на поперечном профиле (см. фиг. 3). Ширина долины уменьшается до 600—700 м, глубина увеличивается до 50 м, склоны становятся крутыми и выпуклыми (до 10—12°), дно — широким и плоским за счет аккумуляции материала, доставляемого интенсивно растущими оврагами. Овраги ветвятся, образуя густую сеть отвершков. Долина облесена лишь местами, как правило, — ивняком.

Определенное значение в изменении морфологии долины безусловно имеет тот факт, что участок ее выше с. Пискалы представляет собой верховье, следовательно, характеризуется большей интенсивностью геоморфологических процессов. Однако различие в строении нижней и верхней частей долины настолько резко, что объяснять только этой причиной изменение морфологии и эрозионных процессов было бы неправильно.

Приведенные факты свидетельствуют об активности тектонических структур центральной части плиоценового плато (т. е. подрайонов $БII_3$ и $БII_4$) в новейшее и современное время.

Помимо структур, имеющих прямое выражение в рельефе, встречаются структуры с обратным выражением в рельефе, для которых характерны или очень замедленные поднятия, или опускания, в частности — одна из структур подрайона $БII_5$. Им соответствует иной характер эрозионного расчленения, чем активным положительным структурам. Так, например, предполагаемое поднятие к юго-востоку от дер. Сергеевки размыто рекой Курумоч, имеющей строго выдержанное юго-восточное направление по своду структуры и резко меняющей его на юго-западное лишь при выходе из области структуры. Балки — притоки р. Курумоч — не ветвятся и имеют прямое, перпендикулярное основной долине направление; эрозионные процессы в них значительно ослаблены. Наличие доплиоценовой долины в сводовой части рассматриваемой структуры свидетельствует о том, что в прошлом ей также были свойственны отрицательные движения.

В западной и восточной частях плиоценового плато (подрайон $БIV_6$), тектонически спокойных, характер расчленения не отражает тектонического строения территории.

Пермское плато Заволжья расположено между долинами рек Кондурчи и Самары. Оно занимает наиболее возвышенную часть изучаемой территории, со средними абсолютными отметками 180—200, а местами до 220 м, и резко снижается в своей западной части — на водоразделе рек Большая Кинель — Самара.

Наиболее древние отложения района представлены карбоновыми известняками и доломитами, выходящими на поверхность в западной части района: в Царевом Кургане и в основании Сокольих гор. Широко распространены слагающие бо́льшую часть плато пермские отложения казанского и, преимущественно, татарского ярусов.

Отложения казанского яруса представлены в основном морскими плотными известняковыми и глинистыми образованиями, чаще зеленовато-серого цвета. В восточной части района они перекрыты толщей татарского яруса, а в западной, при общем подъеме слоев к жигулевской дислокации, выходят на поверхность.

Мощная толща татарского яруса (яруса пестрых мергелей) сложена довольно плотными континентальными образованиями, литологический состав которых отличается постоянством и однообразием. «Розовато-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

красные обрывы с белыми полосами, — пишет С. С. Неуструев, — однообразно выделяются в каждом большом долу на его южных склонах. . . Мергели и глины красного и зеленоватого цвета чередуются в этих обрывах с серыми и зеленоватыми глинами и с белыми, часто дырчатыми известняками. Повидимому, нередки прослои доломитов. Лишь в некоторых местах наблюдается песчаный состав яруса; обычно же только небольшие прослойки песчаника серого или зеленого цвета находятся среди мергелисто-глинистой толщи» (Неуструев и Прасолов, 1911, стр. 110). Это короткое, но полное описание яруса пестрых мергелей справедливо для всего района. В отдельных участках плато на высоких водоразделах сохранились остатки ожелезненных песков и песчаников предположительно юрского возраста.

Отложения третичного возраста залегают трансгрессивно по отношению к более древним отложениям, будучи приурочены лишь к древним понижениям рельефа. Они представлены акчагыльскими морскими глинами и песками, перекрытыми осадками речного типа. Акчагыльские отложения часто водоносны и, при большой склонности акчагыльских глин к разбуханию от увлажнения, чрезвычайно склонны к оползанию.

Рельеф пермского плато, в отличие от плиоценового плато, характеризуется более длительным развитием. Основные его элементы наметились еще до плиоцена и в сравнительно мало измененном виде сохранились по настоящее время.

В коренные отложения палеозоя и мезозоя глубоко врезаны древние доплиоценовые долины — элементы древней гидрографической сети (в том числе пра-долины рек Сока, Кондурчи, Большой и Малой Кинели, Самары). На тех участках, где древние долины врезались в очень твердые породы казанского яруса, долины современных рек почти совпадают с ними, там же, где эти долины эродировали более мягкие породы татарского яруса и мезозоя, соответствующие им современные долины отклонились больше. Большинство древних мелких долин и балок также хорошо выражено в рельефе в настоящее время (долина р. Падовки, относительная глубина которой в средней части составляет почти 100 м; балка Каменный овраг; долина р. Тростянки; балка у с. Большая Каменка и др.). Все это хорошо видно на сводной структурной карте, приводимой в статье Л. Н. Розанова (1948), составленной по кровле казанского яруса.

Доплиоценовый размыв отличался значительно большей интенсивностью, чем современный. Его нижняя граница в ряде участков опускалась на 200 м ниже современных долин. Падение русел рек превосходило падение их в настоящее время. «Таким образом, — пишет Л. Н. Розанов, — можно представить доакчагыльскую поверхность рельефа сильно расчлененной, с относительными превышениями около 500 м» (1948, стр. 41).

Интенсивные процессы денудации, в частности эрозии, обусловили возникновение денудационного, а нередко и типично структурного рельефа пермского плато.

Водораздельные пространства плато характеризуются волнистым или пологоувалистым, местами увалисто-останцовым рельефом, с отдельными возвышенностями, резко выделяющимися над общей поверхностью. Склоны водоразделов рассечены густой долинно-балочной сетью. Долины и балки выработаны в основном в коренных пермских отложениях и отличаются зрелыми формами. Современный размыв встречается редко, он обычно — небольшой интенсивности (см. табл. 1) и приурочен к древней балочной сети.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Продолжительное действие инсоляции способствовало развитию ассимметрии склонов эрозионных форм. Независимо от направления течения, крутыми оказываются склоны, обращенные на юг, пологими — обращенные на север. Соответственно изменяются также степень и характер расчленения склонов. Чем старше эрозионная форма, тем лучше выражена асимметрия.

Инсоляция влияет на выработку асимметрии и косвенным путем, обусловливая различный характер почвенно-растительного покрова на склонах различной экспозиции. Склоны южной экспозиции, как правило, остепнены, местами обнажены. Склоны северной экспозиции частью облесены (дуб, осина, липа, в южной части — вяз, ясенелистный клен). Под пологом леса проявление эрозионных процессов значительно ослаблено. В тех случаях, когда балка достаточно обводнена, древесно-кустарниковая растительность щедро покрывает ее дно и склоны, и асимметрия выражена слабее.

Значительная интенсивность денудационных, и в частности эрозионных, процессов в условиях пермского плато в очень большой степени определяется тектоническим фактором.

Положительные тектонические движения, характерные для большей части Самарской Луки, типичны и для большей части пермского плато. Здесь выявлен ряд тектонических линий: Больше-Кинельская, соответствующая водоразделу рек Сок — Большая Кинель, которая является тектоническим продолжением жигулевской дислокации в восточном направлении; Сокская, проходящая вдоль левого берега р. Сок, и др.

Для всей территории пермского плато характерно четкое выражение в рельефе тектонического строения. Общее понижение рельефа к юго-востоку обусловлено общим наклоном слоев в ту же сторону. Водоразделы приурочены к положительным тектоническим формам — к их купольным частям; структурным понижениям соответствуют понижения в рельефе, речные долины соответствуют тектоническим прогибам. Особенно четко эта связь проявляется при рассмотрении положения древних погребенных долин. Последующее развитие рельефа приводило к некоторому затушевыванию этой связи.

Прослеживаются не только общие, но и частные закономерности связи рельефа пермского плато с его тектоническим строением. На водоразделах часто встречаются заметно выделяющиеся местные возвышения, отпрепарированные денудацией. Как выяснено, бо́льшая часть их соответствует куполам структур (Больше-Каменское поднятие, Раковская структура, Криволукское поднятие).

Бурацкая гора, соответствующая Криволукскому поднятию, имеет крутой северный склон, который совпадает с крутым северным крылом поднятия. Южное крыло занимает левобережную часть долины р. Большая Кинель и скрыто под пойменными отложениями. Морфологически хорошо выражен подъем слоев к северу от прогиба, отделяющего Криволукское поднятие от Ново-Запрудненского.

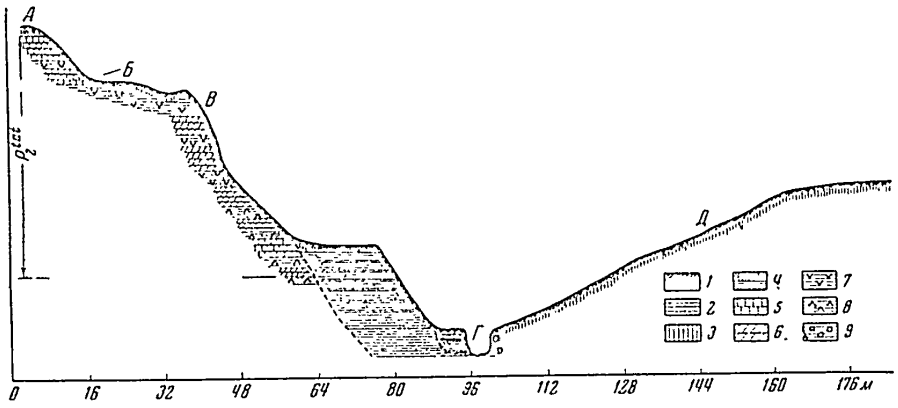
Приводимые факты свидетельствуют о том, что территория пермского плато тектонически активна. Если бы тектонические поднятия были незначительны или отсутствовали, структурные формы были бы погребены под новейшими наносами или срезаны процессами денудации в течение продолжительного времени континентального развития территории.

Помимо денудационно-тектонического фактора, определенное, но гораздо меньшее значение в формировании рельефа плато имеют оползневые и карстовые процессы.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

По характеру эрозионного расчленения в пределах пермского плато выделены три района (BV, BVI и BVII) (см. фиг. 1). Район BV включает подрайон BV_7 — водораздел рек Сок—Кондурча и восточную часть водораздела рек Сок—Большая Кинель, — для которого характерно густое балочное расчленение со слабым современным овражным размывом. В район BVI входит подрайон BVI_8 — западная часть водораздела рек Сок—Большая Кинель, характеризующийся средним балочным расчленением и незначительным современным размывом. Район BVII содержит подрайон $BVII_9$ — водораздел рек Большая Кинель—Самара, со слабым балочным расчленением, без современного размыва.



Фиг. 6 Схематический поперечный профиль балки Каменный овраг, впадающей слева в р. Падовку

А — водораздел; *Б* — притоки балки; *В* — правый склон юго-западной экспозиции; *Г* — постоянный водоток; *Д* — левый склон северо-восточной экспозиции.

1 — почвенно-дерновый горизонт (*O*); *2* — глина тонкосланцеватая, грязноватозеленая с тонкими прослоями песка (N_2?); *3* — делювиальный суглинок; *4* — овражно-балочный аллювий, *5* — дырчатый известняк (*P*); *6* — мергель (*P*); *7* — глина мергелистая, красновато-бурая (*P*); *8* — глина вишнево-красная (*P*), *9* — глина темнокоричневая, сильно водоносная (*P*)

Наибольшей сложностью и в то же время наибольшей типичностью отличаются эрозионные формы подрайона BV_7 (фиг. 6). Длительная и сложная история континентального развития пермского плато наложила особенно четкий отпечаток на эрозионные формы этого подрайона.

Вследствие значительного возраста крупных балок хорошо разработано и четко прослеживается понижение приводораздельного склона, нередко начинающееся от самых высоких водораздельных точек, причем в некоторых случаях трудно уточнить границу перехода приводораздельного склона в склон балки.

Наряду с этим у более мелких и значительно более молодых эрозионных образований понижение приводораздельного склона еще не выработано, отчего бровка балки легко и четко прослеживается на местности. Подобные формы имеют V-образный поперечный профиль. По четкости выражения бровки и характеру поперечного профиля, они аналогичны формам подрайона $БII_3$ плиоценового плато Заволжья, несмотря на резкое различие литологического строения этих двух подрайонов.

Общий характер балок описываемого подрайона свидетельствует о том, что их формирование происходит в основном в условиях преобладания

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

глубинного размыва над боковым, когда дно разрушается тяжелыми донными наносами, а склоны — более мелкими наносами и водой (Пиотровский, 1948). О преобладании глубинной эрозии свидетельствует значительно бо́льшая глубина эрозионных форм, по сравнению с шириной, бо́льшая крутизна склонов и, часто, выпуклый их характер, узкое дно, относительно бо́льшая высота террас над руслом, врезанность русла в коренные породы, недостаточная выработанность продольного профиля русла или значительное падение дна, местами, в некоторых балках, достигающее 5°, наличие на нем галечникового материала.

Балки — дотретичные и послетретичные — недалеко от верховья уже приобретают значительную глубину; глубина наиболее крупных из них достигает 58—60 м, более мелких, но достаточно хорошо выработанных,— 25—40 м, а самых молодых — примерно 6—15 м.

Дно балок отличается очень незначительной шириной. В верховьях крупных балок или в небольших молодых балках, где склоны почти сходятся друг с другом, оно очень узкое, V-образное. Если по такой балке протекает ручеек, то его русло и представляет собой дно балки. В средних и нижних частях балок, значительно более разработанных и имеющих более сложную историю развития, дно расширяется, правда незначительно, местами принимая характер террасы.

Характер террас балок также свидетельствует об интенсивной глубинной эрозии: как правило, они расположены высоко над руслом. В балках, впадающих в р. Падовку, нами прослежены две террасы — верхняя, на высоте от 7 до 10,7 м и нижняя, на высоте 1,5 — 2 м. Сложены они большей частью грубым песком, перемешанным с комочками глины, суглинками с большим количеством щебенки и окатанной гальки коренных пород, в отдельных случаях с ракушечником.

В условиях интенсивной глубинной эрозии в плотных породах вырабатываются крутые склоны (Пиотровский, 1948), выпуклые или прямые при однородном литологическом составе и ступенчатые — при неоднородном. В небольших балочках крутизна склонов в среднем составляет 13—14°, доходя до 20°, а в более крупных балках, склоны которых сглажены денудационными процессами, крутизна уменьшается до 6—12°, увеличиваясь к верховьям до 20—27°. В тех случаях, когда на склонах балок выходят плотные породы (чаще—известняки), крутизна их увеличивается до 27—30° и более (на отдельных участках балки Каменный овраг — левого притока р. Падовки—были замерены углы в 40°). Выходы более плотных пород на склонах балок обусловливают формирование денудационных ступеней — террас, очень характерных для описываемого подрайона.

Современный размыв встречается редко, он выражен обычно или в виде донных оврагов, или в виде русел балок средней глубины. К верховью они обычно выклиниваются, сходя на нет еще в пределах балочной системы; реже они заканчиваются полузадернованной или обнаженной стенкой размыва, высотой 0,3—0,5 м. Сравнительно слабое развитие современного размыва в первую очередь определяется значительной плотностью пород, их большим сопротивлением размыву. В некоторых случаях, когда литологические условия меняются и размыв формируется в мягких, податливых породах, он характеризуется значительной интенсивностью — глубина его достигает 7—8 м. Это свидетельствует о скрытых «потенциальных» возможностях эрозионного процесса в данном подрайоне. Описанный характер расчленения территории, обусловленный большой интенсивностью эрозионных процессов, меняется на остальной части пермского плато вследствие ослабления интенсивности этих процессов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

В западной части водораздела рек Сок—Большая Кинель (подрайон BVI_8), наряду с крутостенными, глубокими, хорошо выраженными балками, широко распространены балки со значительно более пологими склонами, с широкими днищами, плохо выраженные в рельефе и часто осложненные карстовыми формами. Современный размыв встречается значительно реже, чем в предыдущем подрайоне, — в виде донных полузадернованных овражков глубиной до 1,5 м, которые выклиниваются в пределах балки, заканчиваясь стенкой размыва в 0,1—0,2 м. Ослабление эрозии обусловлено здесь повсеместным развитием карстовых процессов, приуроченных к выходам известняков и гипса нижне- и верхнепермского возраста, встречающихся в этом подрайоне. Здесь создаются условия, аналогичные условиям Самарской Луки, где также «карст замедляет ход эрозионного расчленения рельефа и тем самым приостанавливает цикл нормального развития его, получившего стимул вследствие тектонических движений» (Обедиентова, 1951, стр. 101).

Подрайон $BVII_9$ — водораздел рек Большая Кинель — Самара — отличается от остальной части пермского плато не только характером эрозионного расчленения, но и общим обликом рельефа. Плоские или полого-волнистые водоразделы с абсолютными высотами, значительно более низкими, чем на окружающей территории, сливаются с широкими долинами и редко рассекаются пологими, широкими балками без современного размыва. Балки плохо прослеживаются на местности и по своему характеру приближаются к эрозионным формам типа ложбин. Вероятно, эти изменения в значительной степени объясняются изменением тектонических условий. В то время как для остальной части пермского плато характерны положительные структуры, водораздел рек Большая Кинель—Самара (в пределах подрайона $BVII_9$) приурочен к тектоническому прогибу между двумя крупными поднятиями Заволжья — пермским плато (к северу от р. Большая Кинель) и палеозойской осью Заволжья.

Низкие сырты Заволжья начинаются южнее р. Самары. Само название сыртов свидетельствует об их относительно невысоком положении над уровнем моря. В среднем отметки водоразделов колеблются около 140 м, повышаясь в восточной части до 167 м.

Геологическая история этого района сложна. В обнажениях по крутым склонам рек и балок выходят преимущественно рыхлые отложения пермского, триасового, юрского возрастов, которые на всей территории сыртов перекрыты толщей рыхлых песчано-глинистых отложений плиоценового возраста. По направлению к северо-западу, по мере приближения к палеозойской оси Заволжья, триасовые, юрские и третичные отложения выклиниваются и широкое распространение получает красноцветная мергелисто-глинистая татарская толща, местами смятая и осложненная мелкими сбросами.

В верхних частях водоразделов, на абсолютных высотах, превышающих 110—120 м, древние коренные породы перекрыты толщей более плотных сыртовых глин и суглинков желтобурого цвета различных оттенков.

Единого мнения о возрасте и происхождении сыртовых глин нет. Некоторые исследователи приписывают сыртовым отложениям миндельрисский возраст (Мазарович, 1936), другие рассматривают их как разновозрастные образования (Саваренский, 1927; Герасимов 1935; Милановский, 1940), разделенные эпохой довольно интенсивного размыва. В генетическом отношении их считают или флювиогляциальными образованиями (Неуструев и Прасолов, 1911; Саваренский, 1927), или делювиально-аллювиальными (Мазарович, 1936), или озерно-лиманными (Герасимов, 1935).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Начало формирования рельефа низких сыртов относится к доакчагыльскому времени, когда заложились основные крупные долины рек Самары и Чапаевки. Доакчагыльский размыв, как и для остальной части исследуемой территории, значительно превосходил современный, о чем свидетельствуют геологические данные.

Доакчагыльский рельеф сыртов в основных чертах определялся тектоникой: водораздельные участки соответствовали тектоническим повышениям, долины — тектоническим прогибам. В акчагыльское время эта территория была покрыта морем, после ухода которого вновь наступила эпоха усиленной эрозии (Павлов, 1925), когда формировался послеакчагыльский рельеф, в общих чертах отразивший рельеф доакчагыльского времени.

В последующие периоды послеакчагыльские и сыртовые отложения перекрыли нижележащие породы мощным чехлом, но при этом рельеф не был полностью выположен, вследствие чего современные крупные долины в общих чертах совпадают с доакчагыльскими и послеакчагыльскими долинами. В отличие от них овражно-балочная сеть района представляет собой образование значительно более молодое, не совпадающее с доакчагыльскими размывами.

В противоположность пермскому и плиоценовому плато исследуемый район в тектоническом отношении значительно более спокойный, о чем свидетельствует очень слабая выраженность или полная невыраженность в рельефе ряда тектонических структур и особенно — характер овражно-балочного расчленения. Формирование балок и оврагов на Низких сыртах определяется главным образом инсоляцией и литологическим составом пород.

Независимо от направления течения в долинах и балках широтного простирания крутыми оказываются склоны южной экспозиции, пологими — северной. Инсоляция, обусловливая крутизну водораздельных склонов южной экспозиции, усиливает процессы денудации и особенно эрозии, способствуя развитию на них балок V-образного поперечного профиля, с современным донным размывом. В балках меридионального простирания асимметричность выражена значительно слабее.

Древние и современные эрозионные формы в основном развиты в рыхлых песчано-глинистых юрских отложениях (особенно по правому берегу р. Чапаевки), а также в отложениях третичного возраста и в сыртовых глинах и суглинках. Третичные отложения по своему характеру способствуют широкому развитию оползневых явлений.

Благодаря частой смене литологически различных горизонтов (глины разной плотности, суглинки, супеси, пески), на водораздельных склонах развиваются денудационные ступени. Они очень сглажены и представляют собой лишь пологие, но заметные перегибы в склонах. Развитые на таких склонах балки и овраги имеют различный характер на участках, соответствующих выходам разных литологических пород. Нередко наблюдается выполаживание балки или оврага на поверхности склона выше ступени и зарождение его ниже ступени, вследствие чего создается ярусность эрозионной сети. Литологическим фактором обусловлена нередко прослеживаемая ступенчатость в продольном профиле эрозионных форм.

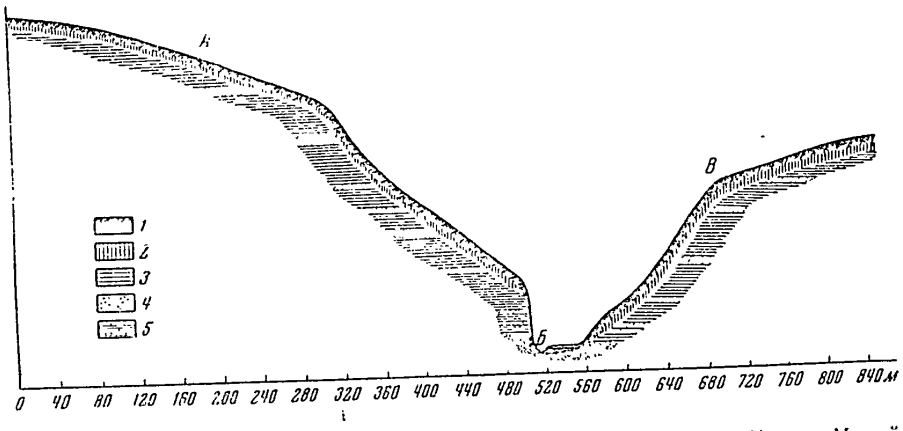
Процессы медленного оползания почвенно-дернового покрова с глинами и суглинками в верхних горизонтах в значительной степени способствуют сглаживанию бровок балок. Балки как бы «затекают» вышележащим материалом, вследствие чего образуется понижение приводораздельного склона, и балки принимают расплывчатый характер. Таким образом,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

в данных условиях, в отличие от пермского плато, понижение приводораздельного склона к балкам не всегда будет свидетельствовать о значительном возрасте эрозионных форм.

В пределах низких сыртов Заволжья по характеру эрозионного расчленения выделяются два района (ГVIII и ГIX). Район ГVIII включает подрайон $ГVIII_{10}$ — правобережье р. Чапаевки и левобережье р. Домашки, а подрайон $ГVIII_{11}$ — западную часть водораздела рек Самара—Чапаевка, причем первый из них ($ГVIII_{10}$) характеризуется средним балочным расчленением со средним овражным размывом, второй ($ГVIII_{11}$) — средним балочным расчленением со слабым овражным размывом. Район ГIX включает



Фиг. 7. Поперечный профиль балки на правом берегу р. Чапаевки у с. Подъем-Михайловское

А — правый склон юго-восточной экспозиции, *Б* — сухое русло; *В* — левый склон северо-западной экспозиции

1 — почвенно-дерновый горизонт, *2* — грубый делювиальный суглинок бурого цвета; *3* — глина темносерая с прослоями буровато-желтой глины и желтого песка; *4* — песок белый слоистый с прослоями желтого и рыжевато-желтого песка; *5* — овражно-балочный аллювий

подрайон $ГIX_{12}$, характеризующийся слабым балочным расчленением с не значительным овражным размывом. В подрайоне $ГVIII_{10}$ вследствие преобладания относительно крутых водораздельных склонов южной экспозиции и близости местных базисов эрозии, эрозионные процессы достигают наибольшей в изучаемой части Низких сыртов Заволжья интенсивности. В верхних частях балки имеют V-образный профиль, прямые или выпуклые, довольно крутые склоны (местами до 36°), узкое вогнутое дно. Ниже по течению балки расширяются, принимая U-образный характер. Здесь уже намечается заметное понижение приводораздельного склона к балке (фиг. 7).

Современный размыв выражен в виде донных оврагов, имеющих обычно глубину до 2—3 м (наибольшая глубина достигает 8 м). В верховьях балки донные овраги переходят в вершинные и заканчиваются стенкой размыва, высотой 1,5—1 м. Поперечный профиль этих молодых эрозионных форм — V-образный, верхние части склонов обнаженные, средние и нижние полузасыпанные, местами оползневые, нередко полузадернованные. Зачастую донный размыв становится совсем незначительным и выражен в виде неглубоко врезанного узкого русла, сохраняющегося сухим в течение всего лета.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

В балках, особенно в расположенных в верховьях р. Домашки, повсеместно развиты оползни, приуроченные к выходам рыхлых, влажных песчано-глинистых толщ третичного возраста и к сыртовым отложениям. Местами оползни задернованы, но чаще — полузадернованы или не задернованы и отличаются интенсивным ростом. Оползни как бы «разъедают» балки, определяя своим ростом скорость развития эрозионных форм. В местах развития оползней создаются хорошие условия увлажнения, что обусловливает появление луговой растительности, в то время как на склонах, не затронутых оползневыми процессами, преобладает степная растительность.

Подрайон IV_{11}, расположенный в северо-западной части Низких сыртов, ближе к палеозойской оси Заволжья, имеет несколько иной характер эрозионного расчленения, чем другие районы, что обусловлено, вероятно, влиянием тектонического фактора, правда незначительного.

Длинные глубокие балки, рассекающие водораздельные участки, имеют типичный U-образный поперечный профиль. Склоны ровные или слабо выпуклые, пологие, местами средней крутизны, с хорошо выраженным понижением приводораздельного склона, что свидетельствует, в данных условиях, о значительной разработке балок. Современный размыв слабый и является руслом балки.

Подрайон IX_{12} включает в основном пологие длинные склоны водоразделов северной экспозиции, подверженных значительно меньшему воздействию инсоляции. Балки характеризуются значительной длиной, пологими слабо выпуклыми склонами, аккумулятивным широким слабо вогнутым дном (с незначительным современным размывом или без него), который, как правило, является руслом балки. В этих балках не отмечено ни одного случая оползания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования установлена тесная взаимосвязь между денудационными процессами, особенно эрозионными, и новейшими тектоническими движениями; эта связь выражается как в общем характере эрозионного расчленения в плане, так и в морфологии эрозионных форм — балок и оврагов.

Расчленение имеет радиальный характер в том случае, если эрозионные формы рассекают активные сводовые или куполовидные поднятия, подъем которых превышает размыв. Особенно четко это видно на плиоценовом плато, где рыхлый песчаный материал чутко реагирует на небольшие изменения в интенсивности эрозионного процесса и где время действия денудационного процесса, маскирующего эту связь, сравнительно непродолжительно.

В том случае, если структура склонна к опусканиям, расчленение в плане не имеет такой строгой закономерности, а приуроченные к такой структуре балки имеют строго линейное направление, совпадающее с осью свода. Притоки балок имеют направление, перпендикулярное главному.

Если же балки пересекают тектонически спокойные структуры, в их направлении и характере не сказывается влияние тектоники.

Наблюдаемые нами явления вполне согласуются с данными других исследователей, занимавшихся этим вопросом, в частности с выводами Д. К. Андреева (1949) и Г. В. Обедиентовой (1953).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Тектонические движения способствуют соответственному усилению или ослаблению эрозионных процессов, в результате чего вырабатываются балки и овраги разного типа, свойственные конкретным условиям.

В районах, склонных к тектоническим поднятиям, формирование балочных и овражных форм совершается в условиях интенсивного эрозионного процесса, в большинстве случаев с преобладанием глубинной эрозии над боковой. Вырабатываются формы с U- или V-образным поперечным профилем, с крутыми, ровными или ступенчатыми склонами, узким вогнутым дном, в нижней части террасированным. Террасы сложены грубым материалом и высоко поднимаются над дном балок. На дне часто встречается галька из коренных пород, русло, рассекающее дно, врезано в коренные породы. Описанные формы характерны для водораздела рек Сок—Кондурча и восточной части водораздела рек Сок—Большая Кинель (выделенных нами в подрайон BV_7), т. е. для территории тектонически активной.

В условиях плиоценового плато Заволжья, где коренные породы представлены рыхлыми песчаными толщами, местами, наряду с глубинным размывом, большой интенсивности достигает и боковой размыв, что обусловливает вынос большого количества материала в средние и нижние участки балок. В таких условиях формируются плоскодонные балки с аккумулятивным дном, с крутыми выпуклыми, местами обнаженными склонами. Такие формы особенно характерны для верхней части долины р. Пискалки и средней части Бинарадской балки, приуроченных к центральной, по нашему мнению — тектонически активной, части плиоценового плато.

На тектонически активных участках эрозионные формы в большинстве случаев выражены четко, за исключением тех форм, которые имеют древний, доакчагыльский возраст.

В районах, тектонически спокойных, при прочих равных условиях интенсивность эрозионных процессов ослабевает, и формирование эрозионных форм в очень большой степени определяется экспозицией и литологическим составом пород. Более или менее четко это было прослежено для плиоценового плато. В балках, расчленяющих склоны этого плато, не приуроченных к зонам поднятий, размыв значительно уменьшается. Аккумуляция материала происходит не за счет приноса его из активно размываемых верховий, а в основном за счет постепенного смыва, оползания материала со склонов. На склонах развивается делювиальный плащ, вследствие чего они становятся значительно более пологими, слабо выпуклыми в верхней части и слабо вогнутыми в нижней. Дно становится слабо вогнутым. Подобные закономерности прослежены нами и для других участков, но там они несколько видоизменяются в зависимости от конкретных физико-географических условий.

Следует отметить, что формирование эрозионных форм в области долин происходит несколько отлично от других выделенных нами областей. Здесь балки приурочены, как правило, к широким, плоским террасам. Поверхности этих террас фактически не имеют стока, что значительно ослабляет развитие водосборных площадей балок, а следовательно, и их формирование. Склоны террас также расчленены слабо и более или менее однотипно, что объясняется незначительной их длиной и, следовательно, отсутствием водосбора, необходимого для нормального развития эрозионных форм. Из этого видно, что эрозионное расчленение долин почти не отражает влияния тектонических движений. В табл. 2 показано изменение характера эрозионного расчленения территории в зависимости от новейших и современных тектонических движений.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Таблица 2

Соотношение типов эрозионного расчленения подрайонов и новейших и современных тектонических движений [1]

Область	Преобладающие породы	Тектонический характер территории	
		тектонически активная, с поднятиями	тектонически спокойная или с очень незначительными поднятиями или опусканиями
Плиоценовое плато	Пески	Типы расчленения подрайонов $БII_3$ и $БIII_4$	Типы расчленения подрайонов $БIII_5$ и $БIV_6$
Пермское плато	Плотные глины, мергели, известняки	То же — BV_7 и BVI_8	То же — $BVII_9$
Низкие сырты	Пески и глины	—	То же $ГVIII_{10}$, $ГVIII_{11}$ и $ГIX_{12}$

[1] В таблицу вошли все области, за исключением долин.

Связь между эрозионными формами и новейшими и современными тектоническими движениями в одних местах прослежена лучше, в других хуже, в зависимости от наличия данных по тектонике того или иного района. Поэтому приводимая таблица в известной мере схематична.

Таким образом, тектонические движения способствуют усилению или ослаблению эрозионных процессов, которые проявляются по-разному в различных конкретных условиях, в зависимости, в первую очередь, от литологии слагающих пород, затем от растительности, гидрологических условий, абсолютной высоты местности, солнечной инсоляции, хозяйственной деятельности человека и пр. Тот или иной фактор может стать решающим при выработке определенного типа балки или оврага в тектонически аналогичных районах. Так, например, густой лес, сдерживающий проявление эрозионных процессов и особенно бокового размыва, является причиной резкого различия морфологии эрозионных форм в подрайонах $БII_3$ и $БIII_4$ плиоценового плато, хотя тектонические условия их одинаковы. Несмотря на резкое литологическое различие пород, в которых развиты балки подрайона $БII_3$ плиоценового плато и подрайона B_{V_7} пермского плато, наблюдается морфологическое сходство эрозионных форм первого подрайона и молодых балок второго. Это объясняется одинаковым проявлением интенсивных эрозионных процессов: преобладанием глубинного размыва над боковым. Тектонические условия на водоразделе рек Сок—Большая Кинель одинаковы, но характер эрозионных форм в разных частях водораздела различен, вследствие ослабления эрозионного процесса в западной его части за счет развития карстовых явлений и т. д.

Из приведенной табл. 2 видно, что современный размыв, который, наряду с почвенной эрозией, приносит большой вред народному хозяйству и бывает приурочен часто к тектонически активным районам, вовсе не является обязательным. Так, например, он отсутствует в подрайоне $БII_3$ плиоценового плато. Как показали полевые наблюдения, подавляющая часть современных размывов обязана своим происхождением нерациональной хозяйственной деятельности человека. В частности, опросные данные свидетельствуют о том, что в центральной части плиоценового плато интенсивнейшие размывы появились сравнительно недавно, на глазах старожилов — 50—60 лет тому назад. До этого они были приурочены

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

линь к населенным пунктам и затрагивали нижние части склонов речных долин, не выходя на водоразделы. Сплошная распашка склонов вплоть до дна вызвала резкое изменение гидрологического режима и привела к образованию интенсивных размывов.

Помимо распашки, появлению размывов способствует проложение грунтовых дорог без учета вредных последствий этого мероприятия. Когда же начинается размыв дороги, борьбу с ним не ведут, а переносят дорогу на 10—20 м в сторону, способствуя появлению новых размывов, слиянию их и развитию крупных оврагов, борьбу с которыми вести очень трудно, а порой и невозможно.

В последнее время к этим факторам добавилась распашка земель под лесные противоэрозионные полосы без учета интенсивности роста оврагов и возможности появления новых размывов. Распаханные участки, расположенные близко к оврагам, нередко служат водоподводящими каналами и еще более способствуют росту оврагов. Последние, раз образовавшись, могут развиваться независимо от человека, под влиянием ряда факторов как тектонического, так и нетектонического порядка.

Различными мероприятиями, в частности облесением, безусловно можно ослабить интенсивность размывов и обеспечить формирование балок и оврагов в условиях нормальной, а не ускоренной эрозии. Но болезнь легче предупредить, чем лечить. Поэтому в районах, в отношении возникновения размывов, необходимо строгое соблюдение противоэрозионных мероприятий.

По возможности появления новых овражных размывов — «эрозионной опасности» — исследуемая область Заволжья может быть подразделена на четыре части: 1) территорию с условиями, чрезвычайно способствующими появлению размывов, включающую верхнюю часть долины р. Пискалки, среднюю часть Бинарадской балки, верхние части балок у сел. Чагры и Камышника, водораздел рек Пискалка, Буян, Курумоч (подрайоны $БIII_3$, $БIII_4$); 2) территорию с условиями, способствующими возникновению размывов, включающую водораздел рек Буян—Сухой Курумоч и Бинарадской балки, правобережье р. Чапаевки и левобережье р. Домашки (подрайоны $БIII_3$, $ГVIII_{10}$); 3) территорию, где возможно появление размывов, включающую правобережье р. Кондурчи и среднюю часть долины р. Пискалки, водораздел рек Сок—Кондурча и восточную часть водораздела рек Сок—Большая Кинель, западную часть водораздела рек Самара—Чапаевка (подрайоны $БIV_6$, BV_7, $ГVIII_{11}$), 4) территорию с малой возможностью появления размывов, включающую все крупные долины: западную часть водораздела рек Сок—Большая Кинель, водораздел рек Самара—Большая Кинель, левобережье рек Чапаевки и Самары и правобережье р. Домашки (подрайоны AI_1, AI_2, BVI_8, $BVII_9$, $ГIX_{12}$).

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Д. К. О закономерностях связи рельефа со структурными формами и о их роли для изучения тектоники Приволжской возвышенности. — Тр. Моск. филиала Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 1. М.—Л., 1949.

Анродов В. А. Диагональная речная эрозия и ее роль в формировании рельефа.— Докл. Акад. Наук СССР, 1950, т. 75, № 3.

Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. Материалы к его тектонике — Землеведение, 1911, т. 18, кн. 4.

Герасимов И. П. О генезисе и возрасте сыртовых отложений Низкого Заволжья. — Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода, т. 4, вып. 2 М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1935.

Кассин Н. Г. Общая геологическая карта. Лист. 107, вып. 1. — Тр. Геол. ком., вып. 158. Л., 1928.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Качугин Е. Г. Еще об одной причине асимметрии речных долин. — Вопросы географии, сб. 21, М., 1950.
Коржуев С. С. Геоморфологические исследования в районе Лучниковского поднятия. — Тр. Ин-та геогр. Акад Наук СССР, т. 58. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 10. М., 1954.
Мазарович А. Н. Основные черты истории рельефа Высокого Заволжья. — Землеведение, 1930, вып. 1—2.
Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволжья между Куйбышевым и Оренбургом. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, № 6
Милановский Е. В. Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 4, вып. 2. М.—Л., 1935.
Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.—Л., 1940.
Неуструев С. С. и Прасолов Л. Н. Самарский уезд, почвенно-геологический очерк. — Материалы для оценки земель Самарской губ., Естественно-историч. часть, т. 5. Самара, 1911.
Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. — Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. 8. М.—Л., 1949.
Обединентова Г. В. Происхождение современного рельефа Самарской Луки.— Пробл. физ. географии, вып. 17. М.—Л., 1951.
Обединентова Г. В. Современные тектонические движения и геоморфология левобережной прижигулевской части долины Волги. — Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 58. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 8. М., 1953.
Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. — Мемуары геол. отд. об-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., вып 5. М., 1925.
Пиотровский М. В. К теории флювиально-денудационного цикла. Тр. Ин-та геогр. Акад. Наук СССР, т. 39, М.—Л., 1948.
Розанов Л. Н. Особенности морфологии структуры Заволжья. — Сов. геол., сб. 11. М., 1946.
Розанов Л. Н. Вопросы генезиса структур Бугурусланского нефтеносного района. — Сов. геол., сб. 28. М., 1948.
Саваренский Ф. П. Сыртовые глины Заволжья в бассейне рек Большой и Малый Узень. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1927, № 1.
Сазонов Н. Т. Тектоническое строение Жигулевской и Борлинской зон дислокаций. — Тр. Моск. филиала Всес. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 2. М., 1951.
Селивановский Б. В. О геоморфологическом выражении тектонических форм в Центральной части Волжско-Камского края. — Ученые зап. Казанского гос. ун-та, т. 112. Геология, кн. 8. Казань, 1952а.
Селивановский Б. В. Современный карст Среднего Поволжья. — Там же, 1952б.
Хабаков А. В Структурные особенности рельефа Оренбургской степи. — Изв. Гос. геогр. об-ва, 1934, т. 66. вып. 4.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
М. П. Брицына. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии северного Прикаспия 5
С. К. Горелов и Ю. А. Мещеряков. Геоморфология и новейшая тектоника района строительства Сталинградского гидроузла 28
М. К. Гравис. Северная подгорная равнина Копет-Дага и ее соотношение с южной частью Низменных Кара-Кумов 48
А. Г. Доскач. К вопросу о бессточных впадинах и бессточных реках Волго-Уральского междуречья 69
Н. В. Думитрашко. К вопросу о прогнозе селей геоморфологическими методами 97
Н. М. Казакова. Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры 100
Н. М. Казакова. Опыт составления геоморфолого-тектонических карт 112
Л. Г. Каманин и Г. А. Иванова. К геоморфологии предгорной полосы юго-западного Закарпатья 124
А. С. Кесь. Развитие рельефа Сарыкамышской впадины 159
В. П. Олюнин. Геоморфология Закатальской зоны Азербайджанской ССР 205
З. С. Чернышева. Районирование Куйбышевского Заволжья по характеру расчленения 218

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Утверждено к печати
Институтом географии
Академии Наук СССР

*

Редактор издательства *В. С. Волынская*
Технический редактор *Т. В. Полякова*
Корректор *А. К. Бессмертная*

*

РИСО АН СССР № 13—18В. Т-06972. Издат. № 422.
Тип. заказ № 1164. Подп. к печ. 22/X 1954 г.
Формат бум. 70 × 108 1/16. Бум. л. 7,625 + 2 вкл.
Печ. л. 20,89 + 2 вкл.
Уч.-издат. 20,6 + 0,4 вкл. (21,0 уч.-изд. л.). Тираж 1500.
Цена по прейскуранту 1952 г. 14 р. 75 к.

1-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Ленинград, В. О., 9 лин., д. 12.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
22	14	и максимального	и разлива
25	14 сн.	географическим	геофизическим
34	3 сн.	Q_{IV}^{lal}	Q_{III}^{lal}
105	14 и 15 сн.	профили (фиг. 3—6)	профиль (фиг. 1).
115	21 сн.	вулканогенными	осадочно-вулканогенными
220	11 сн.	подрайон А II_2	подрайон А I_2
223	Табл. I	IV Среднее	IV Слабое
241	22 св.	в районах, в отношении	в районах, благоприятных в отношении

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/15 : CIA-RDP81-01043R001500040001-6